

Masteroppgave i geofag

Permafrostrelaterte landformer i Dovrefjell- regionen

Med vekt på forekomst og utvikling av iskjernemorener

Asgeir Vagnildhaug



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Permafrostrelaterte landformer i Dovrefjell-regionen

Med vekt på forekomst og utvikling av iskjernemorener

Asgeir Vagnildhaug



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Naturgeografi

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

Februar 2010

© Asgeir Vagnildhaug, 2010

Veileder: Førsteamanuensis Leif Sørbel, Institutt for geofag, UiO

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forsidefoto: Steinbre i Styggeholet, vest på Dovrefjell. Foto: Asgeir Vagnildhaug

Forord

Denne oppgaven inngår som en del av Mastergraden (M.Sc.), ved Avdeling for naturgeografi, Institutt for geofag, Universitetet i Oslo. Veileder har vært førsteamanuensis Leif Sørbel. Jeg har også fått veiledning av Trond Eiken i fotogrammetridelen av oppgaven.

Jeg ønsker å takke Leif for å være en kjemperessurs. Du har spesielt god kjennskap til Dovrefjellområdet, og har lang erfaring innenfor fagfeltet. Jeg kunne ikke hatt en bedre veileder.

Trond skyldes en stor takk for den gode hjelpen jeg har fått i forbindelse med fotogrammetridelen av oppgaven. Takk for det gode tålmodet, og timene på "Flyrommet".

Takk også til Karianne, som sammen med Leif var med på feltarbeid. Takk for de fine turene på Dovrefjell, og for de gode diskusjonene. Lykke til med Ph. D.!

Til medstudenter på lesesal 219: Takk for minneverdige år på Blindern. Kaffetrakteren har ikke hatt mange pausene, og skyldes også en takk. Jeg ønsker spesielt å takke Mari for å ha gått igjennom hver eneste setning i oppgaven min. Det er lett å se seg blind på ting når en blir tilvendt.

Tilslutt vil jeg takke min kjære kone, Guri! Du betyr alt for meg! Vi går en viktig tid i møte, og hvis alt går bra får også lille Alma (hvis det blir jente da?) overvære muntlig presentasjon av oppgaven.

Lesesal 219, Blindern, 21. februar 2010

Asgeir Vagnildhaug

Sammendrag

I Dovrefjellregionen, Sør-Norge, er det gjort permafrostundersøkelser knyttet til iskjernemorener og steinbreer. På Dovrefjell er det alpin permafrost fra ca 1450-1550 m.o.h., og alle lokalitetene som er undersøkt ligger rundt denne høyden. Av undersøkelser er det gjort temperaturmålinger med miniloggere fra august 2008 til august 2009 på eller ved samtlige lokaliteter, og det er gjennomført en analyse med digital fotogrammetri med subtraksjon av digitale terrengmodeller (DTM). Fotogrammetriundersøkelsen er basert på data fra 1961 og 2008. I tillegg har det på grunnlag av feltarbeid vært gjort observasjoner og dermed bedømmelser av form og tilstand for utvalgte moreneavsetninger. Feltobservasjoner har tydet på at en nedsmelting av iskjernemorene har foregått i nyere tid på lokaliteten *Kleinegga* (vestre del av Dovrefjellregionen). Dette ble også dokumentert ved subtraksjon av DTM mellom 1961 og 2008, som viste at store deler av terrengoverflaten på morenen har sunket med over fem meter i perioden. Temperaturmålinger indikerer at det er permafrost på lokalitetene sentralt på Dovrefjell, mens temperaturmålinger på lokaliteten *Kleinegga* tyder på at det her ikke er permafrost. Generelt har temperaturmålinger avdekket at blokkmark favoriserer utbredelse av permafrost, og at dette er til fordel for iskjernemorener og steinbreer i studieområdet. Målinger som er gjort på lokaliteter ved fjellet *Snøhetta*, sentralt på Dovrefjell, tyder på at bakken influeres av temperaturer på bakkeoverflaten som er opptil 1,5 °C lavere i blokk enn for vanlig morenedekke. Temperaturutviklingen på den meteorologiske målestasjonen Fokstugu, som ligger sør på Dovrefjell, viser at det i det siste tiåret har vært i overkant av 1,5 °C varmere enn det var på 1950 og 1960-tallet. Permafrost/iskjerne på *Kleinegga* har trolig smeltet i hovedsak i løpet av de siste tjue årene, basert på informasjon om temperaturutviklingen på Fokstugu.

Innhold

FORORD	1
SAMMENDRAG	2
INNHold.....	3
1 INTRODUKSJON	5
1.1 BAKGRUNN	5
1.2 PROBLEMSTILLING	6
2 STUDIEOMRÅDET	7
2.1 GEOLOGI	8
2.2 GEOMORFOLOGI	9
2.3 KLIMA I STUDIEOMRÅDET	10
2.4 DAGENS ISBREER	16
3 TEORI.....	19
3.1 PERMAFROST.....	19
3.1.1 <i>Definisjon, utbredelse og det aktive laget</i>	19
3.1.2 <i>Termale prosesser og bakkens egenskaper</i>	20
3.2 BREER OG LANDFORMER I ET PERMAFROSTMILJØ	24
3.2.1 <i>Temperaturforhold i isbreer</i>	24
3.2.2 <i>Iskjernemorene og steinbre</i>	26
3.3 DIGITAL FOTOGRAMMETRI.....	29
3.3.1 <i>Fotogrammetri og stereofotogrammetri</i>	29
3.3.2 <i>Orientering</i>	31
3.3.3 <i>Digitale terrengmodeller</i>	32
4 METODE	34
4.1 FELTARBEID	34
4.1.1 <i>Temperaturmålinger</i>	34
4.2 DIGITAL FOTOGRAMMETRI.....	38
4.2.1 <i>Flybilder</i>	38
4.2.2 <i>Orienteringen</i>	39
4.2.3 <i>Generering av digital terrengmodell (DTM)</i>	40
4.2.4 <i>Teoretisk nøyaktighet</i>	41
4.2.5 <i>Subtraksjon av DTM</i>	42
4.2.6 <i>Nøyaktighet i praksis</i>	42

5	OBSERVASJONER OG RESULTATER	44
5.1	BESKRIVELSE OG UTBREDELSE AV LANDFORMER KNYTTET TIL PERMAFROST	44
5.1.1	<i>Snøhetta</i>	44
5.1.2	<i>Styggeholet</i>	47
5.1.3	<i>Kleinegga</i>	50
5.1.4	<i>Andre store moreneavsetninger i studieområdet</i>	53
5.2	SPESIELLE OBSERVASJONER.....	54
5.3	TEMPERATURMÅLINGER.....	57
5.4	RESULTATER FRA DIGITAL FOTOGRAMMETRI.....	64
6	DISKUSJON	69
6.1	REGIONAL UTBREDELSE AV PERMAFROST OG TEMPERATURER I BLOKK.....	69
6.2	BOTNBREER OG LOKAL UTBREDELSE AV PERMAFROSTRELATERTE LANDFORMER	72
6.3	KLIMAUTVIKLINGEN I DOVREFJELLREGIONEN SIDEN 1960-TALLET	75
7	KONKLUSJON.....	77
8	REFERANSER.....	78
9	VEDLEGG	84
9.1	FOTOGRAMMETRI.....	84

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Flere studier på permafrost er gjort i Dovrefjell-regionen, og spesielt i tilknytning til fjellet Snøhetta, sentralt på Dovrefjell. De fleste studiene har gått på å få kartlagt utbredelsen av permafrost i dette området, og det er gjort permafrost-modelleringer basert på temperaturmålinger i borehull og under snødekket (Ødegård et al., 1996, Sætre, 1997, Gudevang, 1999, Isaksen et al., 2002, Sollid et al., 2003, Isaksen et al., 2007 og Ødegård et al., 2008). Ødegård et al. (1996), Sætre (1997) og Isaksen et al. (2002) har også gjort geoelektrikkundersøkelser.

Temperaturdataene og studiene representerer viktige bidrag til kartleggingen av utbredelsen til permafrost i fjellområder i Norge. Sollid et al. (2003) finner at den nedre grensen for alpin permafrost ligger mellom 1450 og 1550 m.o.h. på Dovrefjell, basert på temperaturmålinger i borehull. Imidlertid ble det noen steder registrert permafrost ned mot 1300 m.o.h. gjennom disse studiene. Fra før er det kjent at det er lokal permafrost i palsmyrer ved Fokstugu sør på Dovrefjell, i ei myr ved Haugtjørn øst på Dovrefjell, og i palser ved Leirpullan, sentralt på Dovrefjell (Sollid & Sørbel, 1974, Matthews, 1998 og Hofgaard, 2006). De førstnevnte palsmyrene ligger 1000-1100 m.o.h., noe som er 400-500 meter lavere enn den regionale grensen for alpin permafrost. Østrem (1964) beskrev moreneavsetninger foran breene rundt Snøhetta som iskjernemorener, og dermed også at de er knyttet til eksistens av permafrost.

Temperaturforholdene på Dovrefjell er det gjennom ovennevnte studier gjort en del bidrag på. Derimot er det ikke gjort noen spesielle undersøkelser i tilknytning til landformer som iskjernemorener. Enkelte iskjernemorener i studieområdet ligger i eller delvis under en overgangssone til alpin permafrost, og permafrosten kan derfor være i ferd med å smelte her. Det er påvist at temperaturen i bakken ved borehull i fjellområder i Sør-Norge (blant annet Juvvasshøe, Jotunheimen) har økt mellom 0,5 og 1 °C i perioden 1960 - 2000 (Isaksen et al., 2001), og at denne økningen har akselerert i perioden 2000-2005 (Isaksen et al., 2007). Iskjernemorener vil være gode klimaindikatorer, da de er avhengige av permafrost for å opprettholdes. En nedsmelting

vil være en dokumentasjon på at temperaturen har økt, og at temperaturøkningen har konsekvenser for landformer som iskjernemorener.

1.2 Problemstilling

Målsettingen med oppgaven er å gi en oversikt over utbredelsen av landformer på Dovrefjell som er knyttet til permafrost, spesielt iskjernemorener og steinbreer, og kunne forklare den regionale og lokale utbredelsen av disse landformene.

Feltobservasjoner, temperaturmålinger, klimadata og fjernanalyse benyttes som verktøy for å undersøke om landformene er stabile, om permafrosten er i ferd med å smelte eller om de eventuelt er fossile.

2 Studieområdet



Figur 1: Kart over Sør-Norge. Studieområdet på Dovrefjell er markert med rødt rektangel.

Studieområdet omfatter

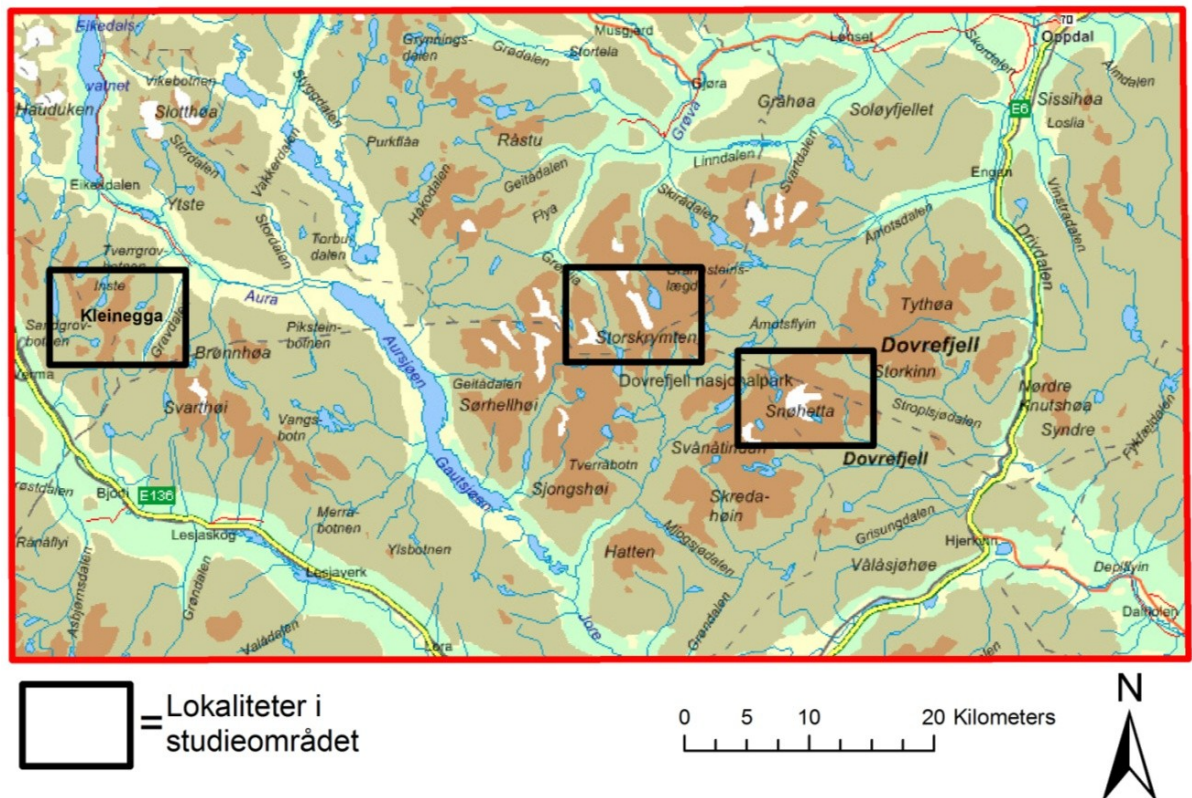
Dovrefjellregionen, hvor det er fokusert på utvalgte lokaliteter. To av lokalitetene ligger sentralt i Dovrefjell-Sunndalsfjella nasjonalpark, og en av lokalitetene er i fjellområdet mellom Eikesdal og Romsdal. Studieområdets plassering er vist i figur 1. I de følgende avsnittene blir i første omgang studieområdet og hovedtrekk ved naturforhold og klima presentert.

Dovrefjell er et høgfjellsområde som ligger i grensetraktene mellom fylkene Oppland, Møre & Romsdal, Hedmark og Sør-Trøndelag. Deler av fjellområdet har

vernestatus som nasjonalpark, og selve nasjonalparken er 1693 km² i utstrekning. I vest ligger de høyeste fjelltoppene som hovedsaklig er formet av lokal glacial erosjon. Her finner vi blant annet Snøhetta på 2286 m.o.h. Fjellene her kan til dels karakteriseres som spisse tinder. I sør og i øst er det et paleisk landskap, med flate vidder og avrundete fjelltopper. I dette landskapet kan en trekke fram Knutshøene som typiske eksempler på paleiske fjell. Fjellområdet er kontrastrikt med sine store flate vidder på Hjerkin, tinder i vest og paleiske fjell i øst. Vest for Dovrefjell ligger Sunndalsfjella, som i 2002 ble innlemmet i nasjonalparken. Dette området er preget av høye tinder som strekker seg helt ut mot kysten til Eikesdal/Eresfjord. Fjellterrenget på Dovre fortsetter sørvestover utover forbi Aursjøen, og avgrenses av Romsdalen i sør.

Et kart av mer regional karakter er vist i figur 2, hvor Eikesdalen ligger i nordvest, og Drivdalen ligger i øst. Europaveg 136 går vestover nedover Romsdalen. I kartet er de tre lokalitetene markert med svart omriss, hvor de lengst mot øst ligger sentralt på Dovrefjell (ved Snøhetta og Storskrynten). I fjellområdene mellom øvre deler av Romsdalen og Eikesdalen ligger en tredje lokalitet, ved fjellet Kleinegga. En detaljert

beskrivelse av disse lokalitetene og moreneavsetningene som ligger der er gjort i kapittel 5 (Observasjoner og resultater).



Figur 2: Kart over studieområdet, Dovrefjellregionen. Sentralt på Dovrefjell ligger de høyeste fjelltoppene, Snøhetta og Svånåtindan. Fjellområdet strekker seg vestover mot kysten på Møre og i Romsdalen. I kartet er lokalitetene ved Kleinegga og Storskrynten og lokalitetene rundt Snøhetta markert med svarte rektangel (Kartforlaget, 2009).

2.1 Geologi

Geologien på Dovrefjell tilhører to bergartskomplekser, hvor det i vest er gamle, prekambriske bergarter, og i øst er berggrunnen en del av den kaledonske fjellkjeden, det vil si kambrosiluriske bergarter. I vest er det i første rekke motstandsdyktige bergarter som migmatitt, øyegneis og båndgneis, og fjellpartiene rundt Snøhetta er bygd opp av disse bergartene. I overgangssonen mellom vestlige og østlige deler er det innslag av sparagmitt-sandstein, som på folkemunne og i salgsøyemed blir kalt "Oppdalsskifer". I øst er det mye omdannede sedimentære bergarter som fyllitt og kalkglimmerskifer. Man finner også innslag av disse bergartene i området rundt Grøvdalen i vest. Innslaget av bergarter gjenspeiles i sterk grad i plantelivet, og de sedimentære, kalkrike bergartene i øst (for eksempel Knutshøområdet) gir opphav til en meget rik flora (Dovrefjellrådet, 2006 og NGU, 2009).

2.2 Geomorfologi

Store deler av den østre delen av Dovrefjell har et viddelandskap med avrundede høyer og vide, lave daler (figur 3). I vest, ved blant annet Snøhettamassivet, er det imidlertid et alpint relieff som utgjør store kontraster til viddelandskapet i området rundt Hjerkin. Fjellområdet ligger høyt, og store deler ligger over 1000 m.o.h. Her er det rik forekomst av typiske frostformer. Det finnes blant annet palsmyrer i området (kapittel 1.1), og steinpolygoner, tuemark og jordsigformer er vanlige. Høyfjellet i vest har mye blokkmark i motsetning til østlige deler, hvor det i større grad er finkornig jordsmonn med rik planteflora.



Figur 3: Bilde av et snødekt landskap rundt Kolla, sentralt på Dovrefjell. Bildet er tatt fra foten av Søndre Knutshø, mot vest, og viser et viddelandskap med avrundete fjell. Til venstre i bildet, ved foten av Kolla, skimter en Store Svånåtind, 2208 m.o.h. Foto: E. G. Fagerhaug.

På Fokstummyrin er det tydelige spor etter innlandsisens bevegelse over området i form av drumliner, som er store, lange avrundete rygger med morenemateriale. Videre er det mange spor etter innlandsisens yttergrenser i Preboreal (11500-10100 år B.P.), da et brefremstøt førte til avsetning av store endemorener. Spesielt tydelige er disse i

Stroplsjødalen, hvor de kan følges rundt hele dalsystemet og igjen lokaliseres øst for Drivdalen på Knutshøysiden. I forbindelse med innlandsisens avsmelting i området, har store mengder smeltevann dannet glasifluviale deltaterrasser og dreneringsformer. Deltaterrassene har blitt dannet ved at innlandsisen har demt opp smeltevann i bresjøer, og i tilknytning til slike terrasser finnes det ofte dødisgroper/grytehull. I områder hvor det har vært bresjøer finnes det også ofte strandlinjer/seter, som kan ses som horisontale linjer/lister i terrenget. Elva Driva var opprinnelig anlagt i en tertiær dal som var en del av et dal- og elvesystem som drenerte ned i Trondheimsfjorden. Nedskjæringen av dalene i kvartærtiden førte til at Driva ble avledet fra det gamle dreneringsmønsteret, og at den i dag går ned til Sunndalsfjorden. Store mengder smeltevann og økt fallhøyde (kortere avstand til fjorden) har ført til at Drivdalen og dalføret nedover mot Sunndalen er preget av trange gjel og nedskjæringer i fjell. Elvene Stropla og Svåni på Dovrefjell drenerte i tertiærtiden østover mot Glomma, men er i dag en del av Drivavassdragets nedbørsfelt (Isaksen & Sollid, 2002).

Øst i området, i Veslevonin/Vinstradalen, er det forekomster av rogenmorener. Denne landformen er vanlig i østlige deler av Norge, men disse ligger nokså langt vest i forhold til vanlig utbredelse i Norge. Rogenmorener finnes primært i nedsenkninger/dalfører i terrenget, og det spekuleres i om de har blitt dannet der hvor det har vært vann under innlandsisen (Sollid & Sørbel, 1997).

2.3 Klima i studieområdet

Klimadata finnes for hele normalperioden 1961-1990 og fram til dagens dato, med data fra flere meteorologiske stasjoner i eller rundt i studieområdet. Kartet i figur 2 viser utstrekningen av studieområdet og plasseringen av de ulike lokalitetene som er relevante for informasjon om klimadata, spesielt temperatur. Det er relativt kort avstand til Mørkekysten i vest for deler av området, så det kan være noe mer maritimt klima i den vestre delen sammenlignet med den østre. Mellom fjordene i Møre og Romsdal er det høye fjellområder, og disse strekker seg helt inn til østre del av studieområdet, sentralt på Dovrefjell. Tabell 1 viser måneds- og årsmiddelnedbør for

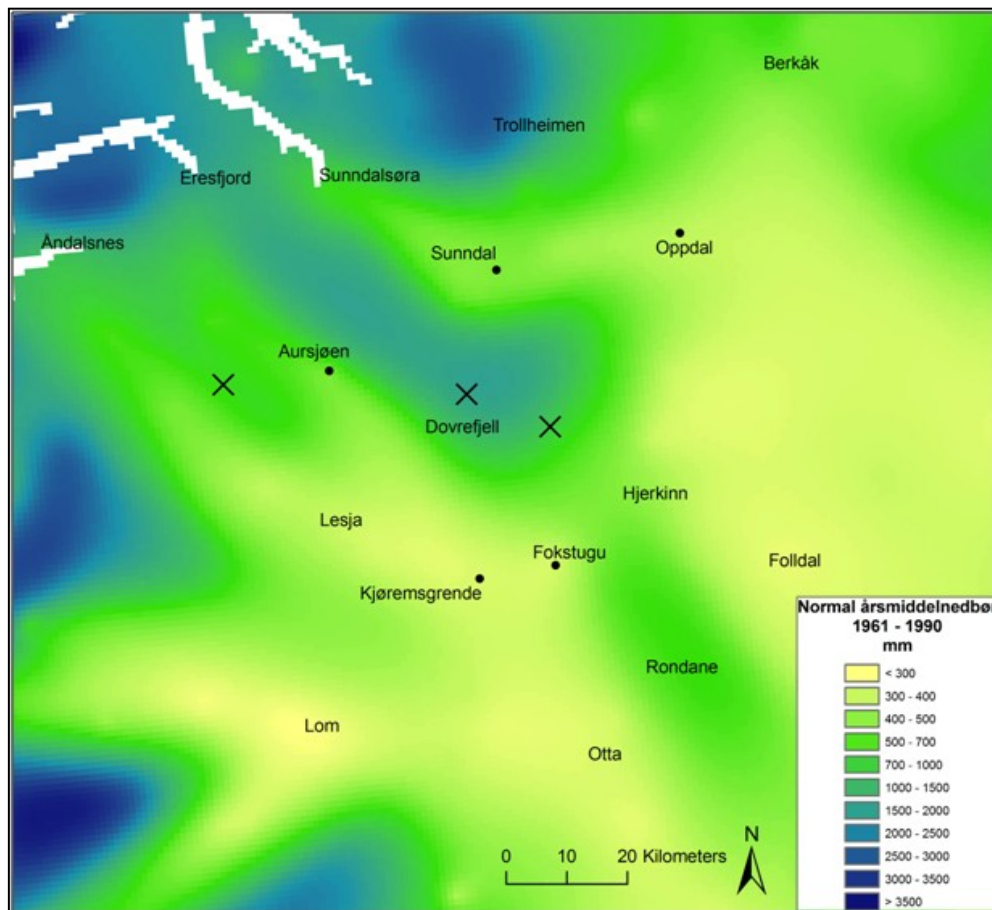
målestasjoner i, og i nærheten av studieområdet. Generelt viser dataene fra målestasjonene at det er et tørt klima i regionen, med minst årsmiddelnedbør på målestasjonene *Fokstugu* og *Kjøremsgrenda*. Målestasjonen *Sunndal* ligger nært kysten på Møre, men også her er det forholdsvis lite nedbør. Dette skyldes at varm fuktig luft som kommer inn fra sørvest vil bli presset opp av fjellområdene på Sunnmøre, hvor duggpunktet vil nås. Dette resulterer i at Sunndalen ofte blir liggende i en regnskygge. Her er det også hyppige fønvinder, som en konkret årsak til de regionale klimaforholdene. For lokalisering av nedbørsstasjoner i regionen er dette markert i figur 4.

Tabell 1: Månedso- og årsmiddelnedbør for meteorologiske målestasjoner i og rundt studieområdet for normalperioden 1961-1990. Data fra målestasjonene viser at det er et tørt klima rundt studieområdet, hvor spesielt da Fokstugu og Kjøremsgrenda har lite nedbør, henholdsvis 435 og 415 mm årsmiddel i normalperioden (DNMI, 2009).

Stasjon	M.o.h.	Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.	År
Fokstugu	972	28	24	23	14	26	54	68	58	42	39	29	30	435
Kjøremsgrenda	626	29	23	22	15	22	46	60	47	38	41	35	37	415
Aursjøen	869	65	55	59	32	24	40	63	58	66	60	62	76	660
Oppdal	604	45	40	40	35	30	55	85	70	75	60	45	50	630
Sunndal	175	75	57	68	43	28	42	66	54	70	69	76	92	740

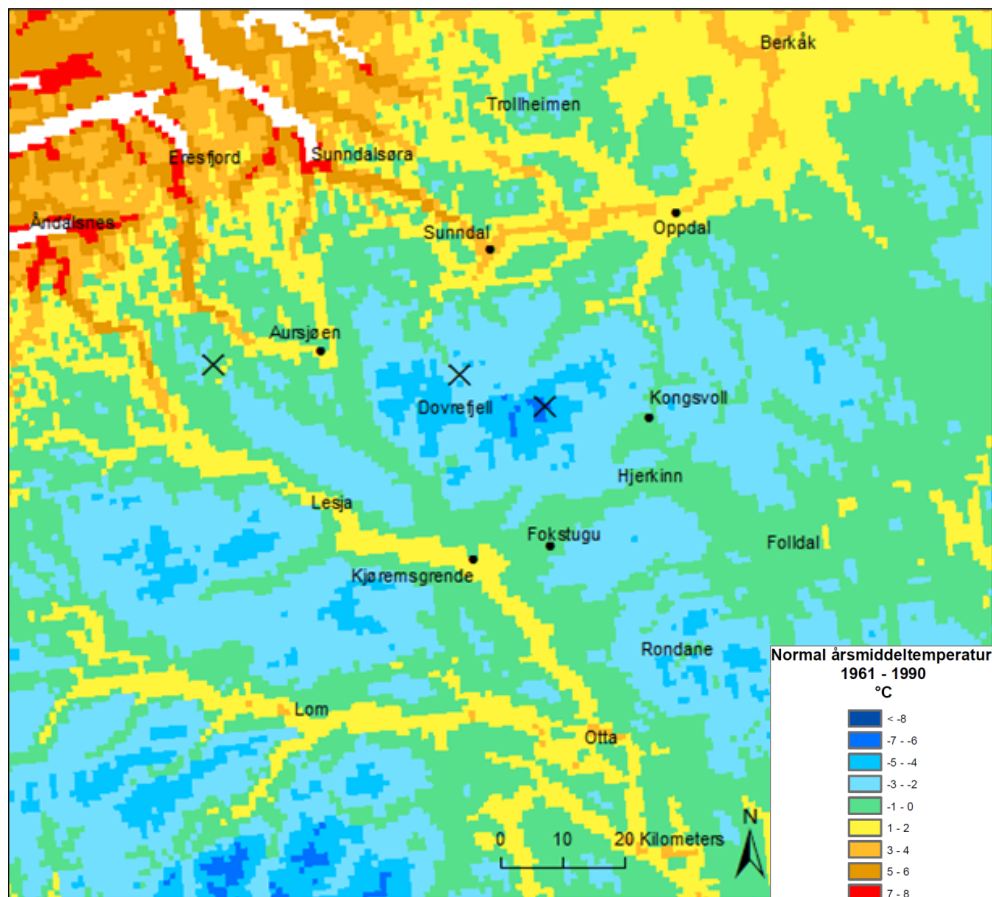
I kartet i figur 4 er årsmiddelnedbør i normalperioden vist for deler av Midt-Norge. Kartet er hentet fra met.no (2009), og er basert på data fra blant annet målestasjonene som er vist i tabell 1, vannføringsdata og en økning av nedbør med høyden (Ole Einar Tveito, pers. med.). Her går det klart fram at det er mer nedbør i fjellområdene. I kartet er lokalitetene som undersøkes markert med kryss, og krysset lengst øst er ved Snøhetta. Fra Hjerkin er det ca 15 km inn til foten av Snøhetta. På denne avstanden går det fra ca 300-400 mm årlig nedbør til ca 1000 mm ved Snøhetta, og det er tydelig at områdene øst for de høyeste toppene på Dovrefjell ligger i en regnskygge. For lokaliteten som ligger lengst vest, ved fjellet Kleinegga (1917 m.o.h.), er det beregnet ca

700-1000 mm nedbør i normalperioden. Dette er relativt lite nedbør med tanke på at lokaliteten ligger lengst vest, og situasjonen her kan sammenlignes med regnskyggeeffekten som gjelder i Sunndalen. Sentralt på Dovrefjell er det i hovedsak fuktig luft fra nordvest som faller som nedbør når den blir presset opp, også kjent som orografisk effekt. I nordvest er det ikke like høye fjellområder som i sørvest i forhold til studieområdet, og den fuktige luften når derfor lenger inn mot Dovrefjell.



Figur 4: Kart over området rundt Dovrefjell som viser årsmiddel nedbør basert på data fra normalperioden 1961-1990. Lokalitetene i studieområdet er markert med kryss, og nedbørsstasjoner er markert med sorte prikker. Grunnlagsdata for kartet er et raster lastet ned fra met.no (2009), hvor det er interpolert nedbørsdata basert på meteorologiske stasjoner i området. I tillegg er det brukt data fra målestasjoner for vannføring og det er tatt hensyn til høyde over havet.

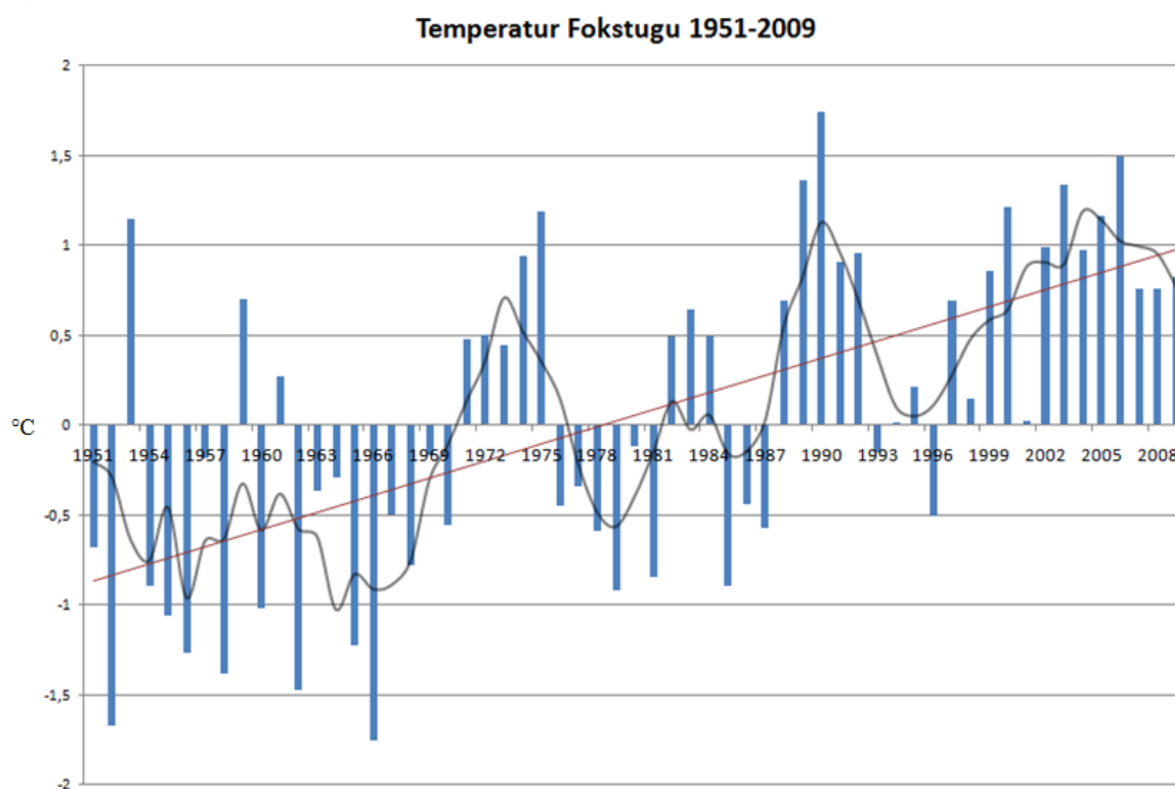
Temperaturdata for normalperioden 1961-1990 er grunnlaget for kartet i figur 5. I kartet ser en at det er karakteristisk lavere temperaturer i fjellområdene, og de laveste temperaturene er estimert ved Snøhetta til å være mellom ca -6 og -7 °C. For lokalitetene sentralt på Dovrefjell ser det ut til at temperaturen ligger på under -4 °C, mens det for lokaliteten ved Kleinegga er estimert at temperaturen er i underkant av -2 °C.



Figur 5: Kart som viser årsmiddel temperatur for normalperioden 1961-1990 i området rundt Dovrefjell. Temperaturdataene er basert på meteorologiske stasjoner i området, og det er interpolert mellom stasjonene. Det er også tatt hensyn til at temperaturen blir lavere med høyden. Kartet viser at det er mellom -6 og -7 °C i årsmiddeltemperatur i de høyeste fjellområdene, blant annet på Snøhetta. Lokalitetene i studieområdet er markert med kryss, og de meteorologiske målestasjonene er markert med sorte prikker. Kartet er hentet fra met.no (2009), hvor det er nedlastbart til ArcGIS format.

I tilknytning til lokalitetene som undersøkes i studieområdet er det spesielt viktig å ha gode dataserier for temperatur. Dette på grunn av at det er ideelt å sammenligne temperaturmålinger gjort ved lokalitetene med målinger på stasjonene. To meteorologiske stasjoner som ligger nært studieområdet er nevnte Kjøremsgrend (nr. 16740) og Fokstugu (nr. 16610). Stasjonene måler både nedbør og temperatur, og har lengre sammenhengende måleserier. Kjøremsgrend ligger i Lesja kommune, og ligger noe nærmere lokaliteten Kleinegga. Målestasjonen Aursjøen ligger imidlertid like ved Kleinegga, men fra denne finnes kun data fra 1950 til 1976. I figur 5 er målestasjonene lokalisert. Digitale data er tilgjengelige på DNMI fra 1976 for Kjøremsgrend, men det er målt temperatur på stasjonen siden 1865. Fokstugu ligger i Dovre kommune, og ligger nærmest lokalitetene rundt Snøhetta og ved Storskrymt. Fokstugu ble etablert i 1968 og erstattet den gang stasjon nr. 16600 *Fokstua*. Fra Fokstua finnes det digitale data fra

helt tilbake til 1923, og dataserier fra Fokstua kan settes sammen med dataserier fra Fokstugu (Andreassen & Oerlemans, 2009). Figur 6 viser årsmiddeltemperaturen på stasjonen(e) Fokstua/Fokstugu fra 1951 til 2009. Middeltemperaturen ligger stort sett under 0 °C fra 1950-tallet til ca 1970, og i perioden 1970-1980 varierer temperaturen rundt 0 °C. Fra 1990 fram til og med 2009 er det stort sett middeltemperaturer over 0 °C. I diagrammet indikerer en graf, som er basert på fem års glidende gjennomsnitt, at temperaturforskjellen mellom 1950/1960-tallet og i dag er i overkant av 1,5 °C. Årsmiddeltemperaturen for normalperioden 1961-1990 er -0,1 °C for Fokstugu, og fra 1997 til 2009 har årsmiddeltemperaturen vært høyere enn i normalperioden. Månedso- og årsmiddeltemperatur for målestasjoner i og rundt studieområdet er vist i tabell 2.

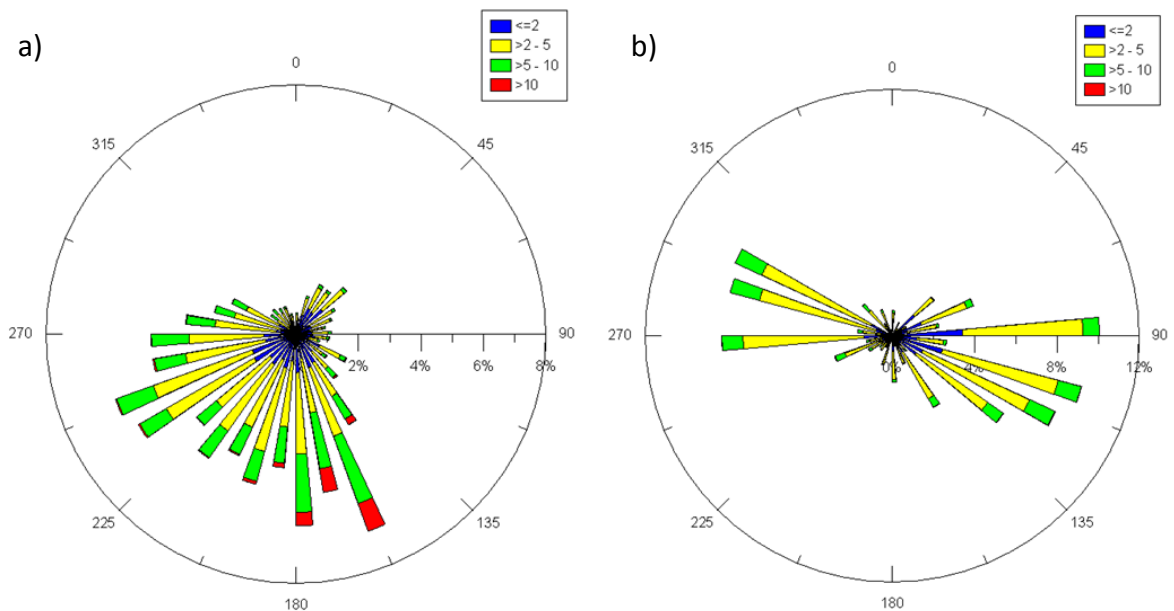


Figur 6: Diagrammet viser årsmiddeltemperaturen fra 1951 til 2009 for de meteorologiske stasjonene Fokstua (1951-1968) og Fokstugu (1968-2009). Den svarte kurven er basert på et glidende gjennomsnitt over femårsperioder. Denne er i tillegg utjevnet. Gjennomsnitt, sammen med en trendlinje (rød farge), viser at temperaturen på 1950 og 1960-tallet var i overkant av 1,5 °C lavere i forhold til dagens temperatur. Temperaturdata er hentet fra DNMI (2009).

Tabell 2: Tabellen viser måneds- og årsmiddel temperatur for normalperioden 1961-1990 for målestasjoner på, og i nærheten av Dovrefjell. Dataene viser at årsmiddeltemperaturen er lavest på Kongsvoll (885 m.o.h.) med -0,3 °C. Høyest temperatur er det i Sunndal, som ligger 175 m.o.h. (DNMI, 2009).

Stasjon	M.o.h.	Jan.	Feb.	Mars	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Des.	År
Fokstugu	972	-8,8	-8,2	-6,0	-2,4	4,0	8,5	9,8	9,0	4,6	0,9	-4,7	-7,3	-0,1
Kjøremsgrenda	626	-8,7	-7,6	-3,9	0,2	6,5	10,7	12,0	11,1	6,6	2,4	-3,9	-7,2	1,5
Aursjøen	869	-7,2	-7,1	-5,0	-2,2	3,5	7,6	9,2	9,2	5,6	2,3	-2,9	-5,9	0,6
Kongsvoll	885	-9,8	-9,5	-6,5	-2,5	4,3	8,9	9,9	8,7	4,6	1,4	-5,4	-8,0	-0,3
Oppdal	604	-5,0	-4,5	-2,5	0,5	6,5	10,0	11,0	10,5	6,5	2,5	-2,0	-4,0	2,5
Sunndal	175	-4,1	-3,6	-0,4	2,9	8,9	12,3	13,3	12,8	8,8	5,3	-0,4	-2,9	4,4

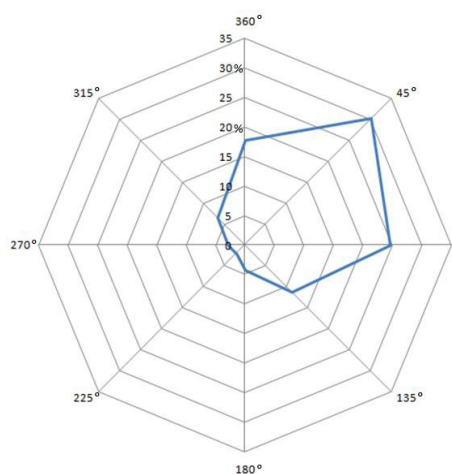
I regionen er det en dominerende vindretning fra sørvest, noe som fører til den nevnte regnskyggen og fønvindeffekten i blant annet Sunndalen. Også på Fokstugu er det en hovedvekt av sør-sørvestlige vinder (figur 7a), mens det på Kjøremsgrenda (figur 7b) er mer vest-øst orientert vindretning. Dette skyldes i hovedsak at målestasjonen Kjøremsgrenda ligger i et dalføre som er orientert i samme retning, og er derfor en god indikasjon på at vindretningen påvirkes av topografien. Avstanden mellom Fokstugu og Kjøremsgrenda er ikke mer enn ca 15 km. Når det gjelder vindstyrke, er denne kraftigere på Fokstugu enn på Kjøremsgrenda. Fokstugu ligger i et slakt og åpent dalføre, og dermed mer utsatt til enn Kjøremsgrenda. Generelt viser observasjonene i vindrosediagrammene at vindretning og styrke i stor grad er styrt av topografi, og at det derfor kan være store forskjeller innenfor et lite geografisk område.



Figur 7 a, b: a) Vindrosediagram som viser vindretning og vindstyrke for målestasjonen Fokstugu, målt i perioden 1961-2004. Diagrammet viser at det er dominans av sør-sørvestlige vinder på Fokstugu. b) Vindrosediagram for målestasjonen Kjøremsgrenda basert på perioden 1978-2006. Her er det hyppig med vinder fra øst og/eller vest, noe som har sin sannsynlige forklaring i at målestasjonen ligger i et vest-øst orientert dalføre. Vinddata er hentet fra DNMI (2009)

2.4 Dagens isbreer

På Dovrefjell finnes det noen få isbreer, og det er botnbreer som dominerer. Det finnes ingen spesielt store isbreer i regionen, og den største isbreen i selve studieområdet ligger på sørsiden av Snøhetta (*Gryta*, ca 1,4 km²). Det er i større grad en formasjon av



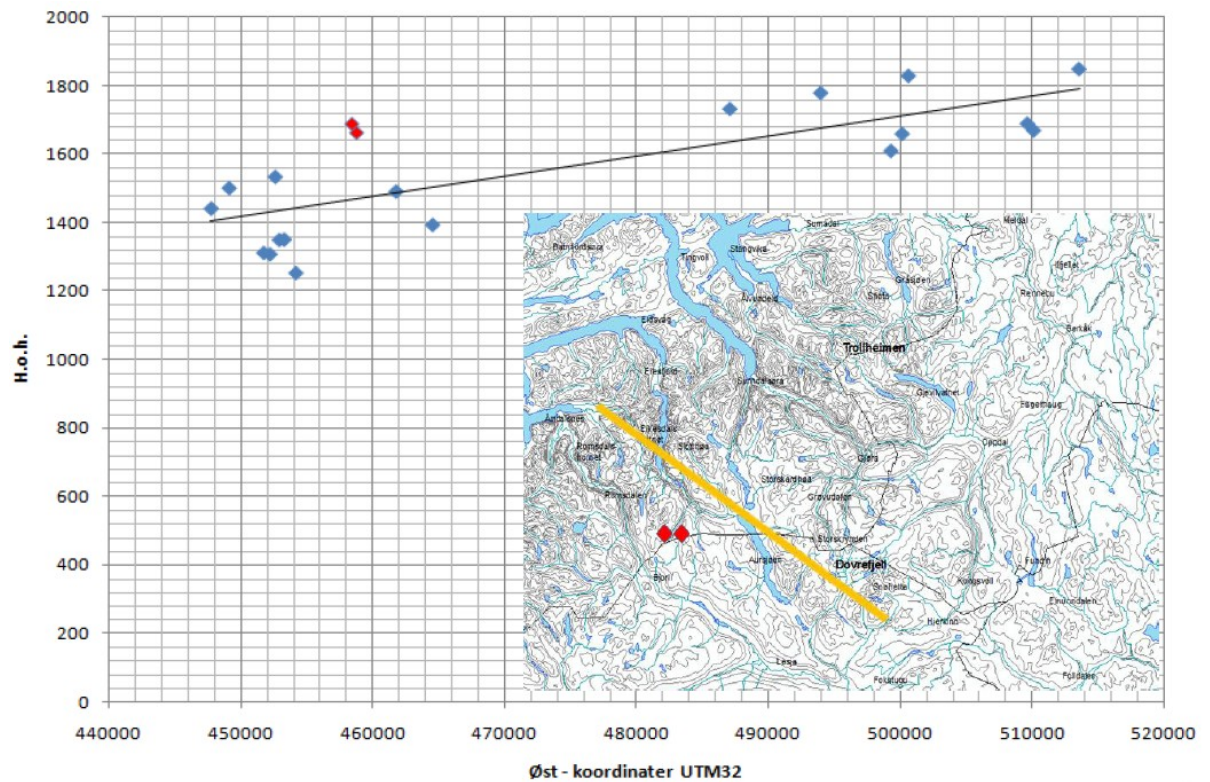
Figur 8: Diagrammet viser helningsretningen til isbreer og snøfonner i regionen. Informasjon om helningsretning er basert på N50 shapefil av isbreer/snøfonner og 25 x 25 m terrengmodell over regionen (© Statens kartverk).

flerårige snøfonner, spesielt i den østre/midtre delen av studieområdet. Det ligger noen isbreer rundt de høyeste toppene sentralt på Dovrefjell, blant annet to botnbreer ved Svånåtind (*Svånåbrean*) og 3 botnbreer rundt Snøhetta. I vestre deler av studieområdet er det også en del isbreer, spesielt nærmere kysten. Figur 8 viser helningsretningen for isbreene og snøfonnene i studieområdet, og det er tydelig at de fleste vender mot nordøst. I regionen er det en dominans av sørvestlige vinder, og det går fram

av Østrem et al. (1988), at breene i Møre har en vesentlig del av sin snøtilførsel transportert med vind fra sør og sørvest. Vindrosediagrammet i figur 7a (kapittel 2.3) viser at det også er registrert en dominerende vindretning fra sørvest på Fokstugu. Skråninger/botner som vender mot nordøst vil i tillegg ha en lavere andel solinnstråling, noe som fører til mindre smelting, spesielt om sommeren.

I figur 9 er snølinjen for isbreer som ligger langs eller i nærheten av en vest-øst linje, plottet i et diagram fra kyststrøkene til østre deler av regionen. Snølinjen er registrert på grunnlag av ortofoto fra *Norgebilder* (Norgebilder, 2009), og ved hjelp av GPS under feltarbeid – omtrent på samme tid som dato for flyfotografering (september 2006). Det er en klar trend at snølinjen blir høyere jo lenger øst en kommer, og diagrammet viser på denne måten forskjellen i klima mellom vest og øst i denne regionen. I diagrammet er det imidlertid markert to isbreer i rødt som ligger noe utenfor trendlinjen. Dette er to botnbreer som ligger ved Kleinegga-lokaliteten, og høyden på snølinjen kan sammenlignes med isbreene sentralt på Dovrefjell. Isbreene ligger noe sør for vest-øst linjen i kartet, og med tanke på at Mørkekysten skrå østover vil isbreer som ligger nord for linjen ligge nærmere kysten, og dermed ha et mer maritimt klima. Det er gjort forsøk på å registrere isbreer som ligger så nær linjen som mulig. Den høye snølinjen for disse to botnbreene er i tråd med informasjon om at det er mindre nedbør i fjellområdet her sammenlignet med områdene rundt (jfr. kapittel 2.3).

I studieområdet er det relativt tørt sammenliknet med andre områder med isbreer i Norge. I Østrem et al. (1988) er det vist at kun to isbreer i Sør-Norge, i nordøstlige deler av Jotunheimen, har tilsvarende nedbørsmengde som breene rundt Snøhetta. Snøakkumulasjon på grunn av vindtransportert snø er derfor viktig for at det i det hele tatt eksisterer isbreer i regionen. At isbreene ligger i botner er også fordelaktig, da botnene fungerer som akkumulasjonskammer for vindtransportert snø (Lie et al., 2003).



Figur 9: Et plott med en trendlinje som viser høyden på snølinjen for isbreer som ligger i nærheten av den gule linjen i kartet. Det er trukket en trendlinje for å bedre vise forskjellen fra vest til øst i regionen. Botnbreene ved Kleinegga er markert som røde prikker i plott og på kart, mens den østligste prikken er den søndre breen på Snøhetta, som har snølinjen på 1850 m.o.h. i september 2006.

3 Teori

3.1 Permafrost

3.1.1 Definisjon, utbredelse og det aktive laget

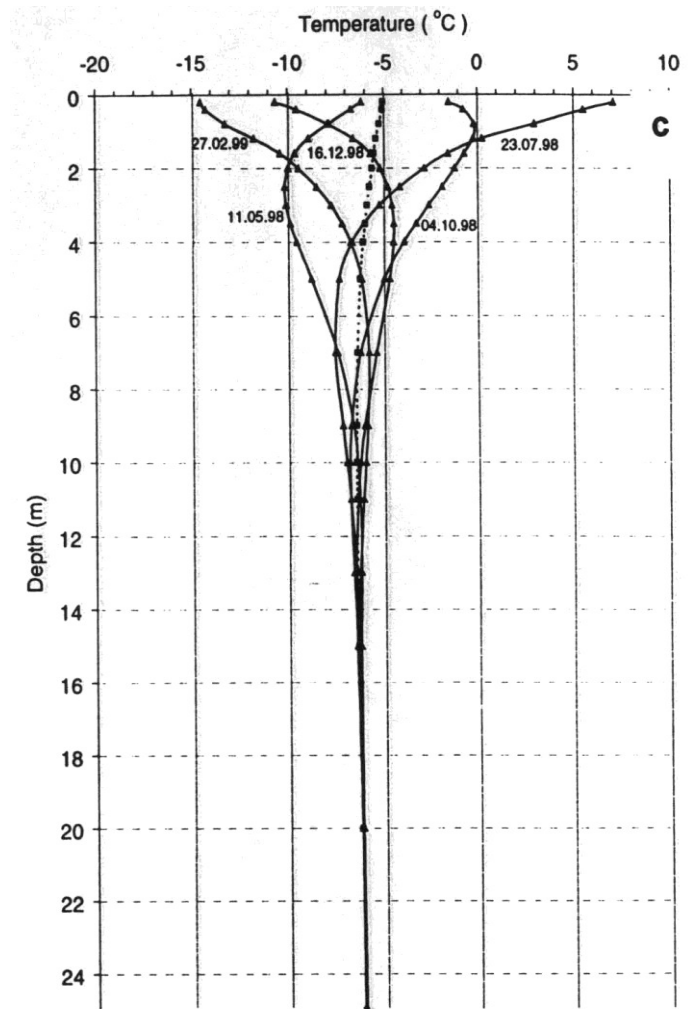
I Washburn (1979) er eldre og ulike definisjoner av permafrost sitert, og den første definisjonen, av S. W. Muller i 1947, er som følger: *”Permafrost er definert som en mektighet av jord, eller andre overflateforekomster, eller fjell, i en varierende dybde under jordoverflaten hvor en temperatur under frysepunktet har eksistert i lang tid (fra to til titusener av år). Permafrost er definert utelukkende på grunnlag av temperaturen, uten hensyn til tekstur, grad av hardhet, vanninnhold eller litologisk karakter.”*

I dag definerer ”International Permafrost Association” permafrost som der hvor *bakken holder en temperatur på eller under 0 °C i minst to sammenhengende år* (van Everdingen, 1998 og IPA, 2010). I en kommentar til definisjonen utelukkes blant annet breis, som kan være utbredt i områder uten permafrost. Definisjonen til S. W. Muller i 1947 er ikke spesielt ulik dagens definisjon, men *”andre overflateforekomster”* og *”vanninnhold”*, kan tolkes som om at isbreer er inkludert i definisjonen.

Temperaturen i bakken blir i hovedsak styrt av lufttemperaturen, og i det øvre sjiktet er det derfor ofte store temperatursvingninger mellom sesongene gjennom året. Lenger ned i bakken blir utslagene mellom sesongene mindre, og vil ved et visst dyp bli mer eller mindre konstant. Om sommeren vil temperaturen i det øvre sjiktet i bakken bli positiv, og her foregår det fryse- og tineprosesser gjennom året. Dette delen kalles det aktive laget, og dette er normalt opptil 2-3 meter dypt, avhengig av blant annet hvor høy sommertemperaturen er, hva slags materiale bakken består av, dets ledningsevne og vanninnhold. I fast fjell kan det aktive laget bli mye dypere, og enkelte steder kan det være opptil ti meter dypt, for eksempel på fjellet Iskoras i Finnmark (Christiansen et al., submitted). I bakken under det aktive laget vil temperaturen være på eller under 0 °C dersom det er snakk om permafrost (Williams & Smith, 1989). I dag er det permafrost på nesten en fjerdedel av jordens landoverflate, og da hovedsakelig på den nordlige halvkule. Det finnes også permafrost på havbunnen i kyststrøkene i nordlige deler av Russland og Nord Amerika. Her er det forholdet mellom temperatur og saltinnhold i

sjøen som gjør at sjøvannet ikke fryser. Derimot er det porer med vann i bakken under sjøvannet som fryser til is (Rozenbaum & Shpolyanskaya, 1998). På land skiller man mellom alpin og polar permafrost. Alpin permafrost kan forekomme i høye fjellområder på lavere breddegrader, mens polar permafrost er det som i hovedsak dreier seg om de store områdene på høyere breddegrader som har frost i bakken (Haeberli et al., 1993).

Figur 10 viser et resultat fra et borehull på Svalbard. Grafene illustrerer hvordan temperaturen varierer ved ulike tidspunkter gjennom ett år. Det aktive laget defineres som den dybden i bakken der hvor temperaturen overstiger 0 °C. I figuren ser en at temperaturen varierer med sesongene, og at den overstiger 0 °C om sommeren ved ca en meters dybde. Det aktive laget er et bevis på at temperaturen i bakken i hovedsak styres av temperaturen i luften ifølge Williams & Smith (1989).



Figur 10: Borehulltemperaturer for fem forskjellige tidspunkter gjennom ett år på Janssonhaugen, Svalbard (Isaksen, 2000).

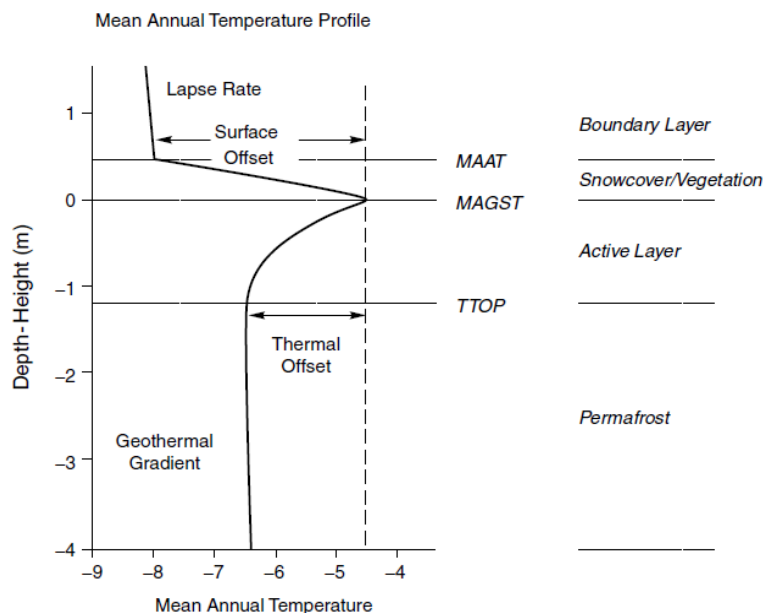
3.1.2 Termale prosesser og bakkens egenskaper

Det er imidlertid flere faktorer enn lufttemperatur som er avgjørende for utbredelse av permafrost. Årsmiddeltemperaturen i bakken i fjellområder er vanligvis noe varmere enn i luften. Hovedårsaken til dette er at snøen har en isolerende effekt, og at det i gjennomsnitt er under 0 °C i lufttemperatur på et gitt sted betyr derfor ikke nødvendigvis at det er permafrost i bakken (Isaksen et al., 2002). Snødybde, solinnstråling, vegetasjon og organisk materiale og særpreg ved disse utgjør et

mikroklima, som i stor grad er med på å influere det termale regimet på lokal skala. Videre har også struktur og komposisjon av jord/sedimenter under overflatefaktorene, samt vanninnhold betydning for frysehastighet/frysedybde (Williams & Smith, 1989).

Juliussen (2007) skriver at snø ofte er sett på som den viktigste faktoren i et mikroklima på bakkenivå, da den lave termale konduktiviteten i snø gjør at bakken beskyttes mot vinterkulden. I den sammenhengen har snødybde, hvor lenge snøen ligger på bakken gjennom året og snøens fysiske egenskaper betydning for hvor godt den isolerer.

Dersom det er jord/sedimenter med høyt vanninnhold, vil det vil ta lengre tid for varmen å bli transportert ut. Vann har høy varmekapasitet, og sandig jord med 40 % vanninnhold vil ha en varmekapasitet på 1480 J/kgK. Uten vanninnhold vil varmekapasiteten være 800 J/kgK, nesten dobbelt så lav varmekapasitet (Williams & Smith, 1989). Det vil frigjøres latent varme når vannet fryser, og prosessen vil begrense forekomst av permafrost mange steder. I et tilfelle hvor det har blitt utviklet permafrost på en slik lokalitet betyr det at det er mye is i bakken. Varmeledningsevnen til is er ca fire ganger høyere enn for vann, og varme vil effektivt transporteres ut om vinteren. Når da den øvre delen av den isrike bakken smelter om sommeren, vil det høye vanninnholdet til en viss grad beskytte permafrosten mot sterk påvirkning av varm sommerluft. Det vil si at varmetapet om vinteren vil være høyere enn varmetilførselen om sommeren, dette på grunn av forskjell i varmeledningsevnen til vann og is. Det vil derfor kreves mye energi for å tine permafrosten, og det aktive laget vil her gjerne være noe grunnere enn andre steder med mindre vanninnhold/isinnhold (Williams & Smith, 1989 og Juliussen, 2007). Den varierende varmetransporten mellom sesongene vil føre til at temperaturen i bakken stort sett er lavere enn på bakkeoverflaten, og figur 11 er en illustrasjon på det termale regimet rundt bakkeoverflaten som viser dette. Illustrasjonen viser også den isolerende effekten et snø-/vegetasjonsdekke har for temperaturen på bakkeoverflaten, MAGST (Mean Annual Ground Surface Temperature), sammenlignet med lufttemperaturen, MAAT (Mean Annual Air Temperature), hvor årsmiddeltemperaturen er høyere på bakkeoverflaten.



Figur 11: Illustrasjonen viser et profil av årsmiddel luft-, bakkeoverflate og bakketemperatur. Bakkeoverflatetemperaturen påvirkes av et snødekke og/eller vegetasjonsdekke som har en isolerende effekt mot kulde, mens bakketemperaturen vil påvirkes av sesongvise variasjoner i varmetransport – hvor varmetapet om vinteren er høyere enn varmetapet om sommeren. Dette gir avvik (surface- og thermal offset) mellom luft-, bakkeoverflate og bakketemperaturer (Smith & Riseborough, 2002).

I tilfeller hvor bakken består av organisk materiale, som for eksempel torv, vil dette gi tilsvarende temperaturforskjeller i bakken som nevnt i avsnittet over. En kjent landform som er knyttet til permafrost er pals. Palsene består vanligvis av torv (myrtorv). Torva vil som regel bli tørr om sommeren, og isolerer da bakken under spesielt godt mot varmere sommerluft. Om høsten og vinteren vil den porøse torva bli våt, og etter hvert fryst, og dermed vil varme effektivt ledes ut av bakken. I torv kan temperaturavvik mellom bakkeoverflaten og bakken bli større enn i noe annet materiale (Juliussen, 2007). Varmekapasiteten til tørr torv er nesten 2000 J/kgK, og torv med 80 % vanninnhold er 3650 J/kgK (Williams & Smith, 1989).

En annen viktig faktor for permafrostutbredelse, er blokkmark. Juliussen & Humlum (2008) skriver at MAGST på Elgåhogna og Sølen i Øst-Norge er mellom 1,3 og 2,0 °C lavere i blokkmark sammenliknet med morenejord og berggrunn. I blokkmark vil luft eller vann i porerommet mellom blokkene være influert av konveksjon, og det blir lavere temperatur her som et resultat av at kald luft har høyere tetthet enn varm luft og vil fortrenge varm luft mellom porerommene i blokkmarka. Om vinteren vil bakken effektivt kjøles ned, og om sommeren vil det være redusert varmetransport ned i

bakken på grunn av den dårlige varmeledningsevnen i kombinasjonen blokk og luft. Prosessen er først beskrevet av E.S. Balch i 1900, og kalles også "Balch-effekten". Blokkmark favoriserer utbredelse av permafrost, og permafrost kan i dette tilfellet forekomme flere hundre meter lavere i terrenget (Juliussen, 2007). Et eksempel på transport av varm og fuktig luft ved konveksjon, er vist i bildet i figur 12, hvor store utviklede iskrystaller er dannet ved et hulrom på blokkoverflaten. Store og utviklede iskrystaller krever stabil fuktkonveksjon eller vanndampdiffusjon over lengre tid (Juliussen & Humlum, 2008).



Figur 12: Bilde av et hulrom i bakken, hvor det er mye blokk. Bildet viser at det er dannet store og godt utviklede iskrystaller ved åpningen av hulrommet. Rondane, oktober 2009. Foto: Kristian Marcussen.

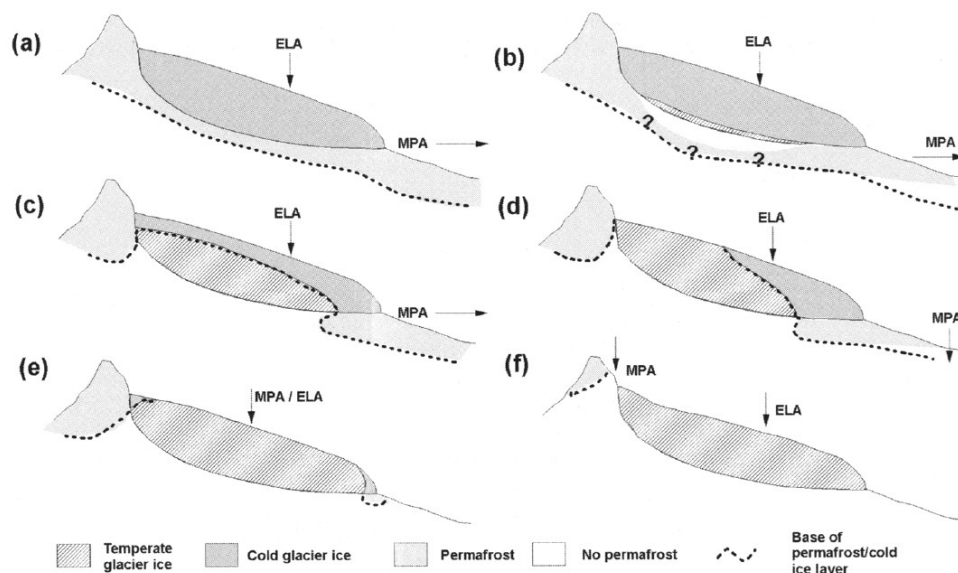
3.2 Breer og landformer i et permafrostmiljø

En bre defineres som en flerårig masse bestående av is og snø som er i bevegelse. Fersk snø legger seg på toppen av breen, mens gammel snø/is smelter nederst. Dette medfører at breens størrelse stadig vil variere som funksjon av blant annet nedbørsmengde i form av snø og sommertemperatur (Liestøl, 2000).

Morenerygger og moreneavsetninger som inneholder en kjerne av is dannes i front av breer i permafrostmiljø, og er avhengig av breers dynamikk, termiske regime og erosjon.

3.2.1 Temperaturforhold i isbreer

I hovedsak skiller en mellom *tempererte* og *kalde/polare* isbreer, hvor forskjellen er temperaturforholdene i breen. Hva slags temperaturforhold det er i en isbre er av stor betydning når en kommer til bevegelse, avrenning og subglasial erosjon og avsetning (Benn & Evans, 1998). Dersom en isbre er temperert, er den på trykksmeltepunktet, og det vil være en glidende bevegelse langs sålen gjennom hele isbreen. En kald isbre har temperaturer som er under trykksmeltepunktet, og den vil i utgangspunktet ikke gli langs sålen i det hele tatt da den er frosset til underlaget. Det finnes imidlertid varianter av isbreer hvor deler ligger på trykksmeltepunktet, og resten er kald. Dette kalles *polytermale* isbreer. En illustrasjon som viser ulike termale regimer for isbreer er vist i figur 13. I illustrasjonen er breene b, c, d og e polytermale.



Figur 13: En illustrasjon på ulike termale regimer for isbreer, sett spesielt i sammenheng med utbredelse av permafrost. Isbreen i a) ligger under trykksmeltepunktet, og grensen for permafrost ligger som vist nedenfor brefronten. Isbreen i d) er polytermal, hvor de øvre deler av breen ligger på trykksmeltepunktet, og fronten er under trykksmeltepunktet. I dette eksempelet ligger grensen for permafrost noe nærmere fronten enn i eksempelet i a). De andre figurene viser ulike varianter av termale regimer for isbreer (Etzel Müller & Hagen, 2005).

Det termale regimet til en isbre er avgjørende for hvilken type bevegelse en har.

Generelt er isbrebevegelsen en funksjon av to komponenter; plastisk deformasjon av breis og skli-bevegelsen langs sålen. Dersom temperaturen til en isbre ligger under trykksmeltepunktet langs sålen, vil breens bevegelse kun være influert av den plastiske deformasjonen i bremassene. En deformasjonsrate (ϵ) er beskrevet i *Glens flow law*:

$$\epsilon = A \tau^n$$

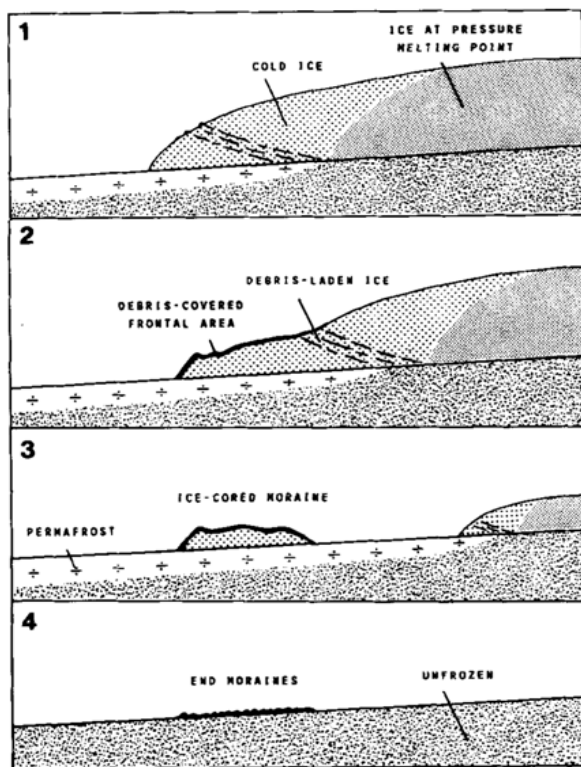
I *Glens flow law* er A og n konstanter. A er avhengig av temperaturen i isen, og beskriver hvor lett isen deformeres. n er som regel en verdi nær 3, og beskriver at deformasjonsraten er proporsjonal til tredje potensen til skjærspenningen τ . Det vil si at dersom skjærspenningen doubles, vil deformasjonsraten øke åttedobbelte (Benn & Evans, 1998).

Når en isbre er frosset til underlaget er det som nevnt ingen bevegelse langs sålen, og derfor burde heller ikke en kald bre være en eroderende mekanisme. I følge Benn & Evans (1998) kan imidlertid indre deformasjonskrefter i isen føre til en trekk-kraft på løse sedimenter, som gjør at det foregår noe abrasjon, men dette er vanligvis svært lite sammenliknet med tempererte isbreer. Derimot kan plukking av løse steiner og

sedimenter være effektivt under kalde breer i tilfeller hvor deformasjonskrefter også virker på substratet under breen. For polytermale breer vil det være partier langs sålen som er på trykksmeltepunktet. I disse områdene vil breen gli langs sålen og abradere. Polytermale breer er ofte fryst fast til underlaget ved brefronten, mens den er på trykksmeltepunktet i akkumulasjonsområdet. Frigjøring av latent varme på grunn av refrysing av smeltevann varmer opp isen i akkumulasjonsområdet, og er en årsak til at det her er temperert is/firn. Ved brefronten er det som regel ren is, hvor smeltevannet drenerer bort på overflaten av breen og slike varmetransportprosesser unngås. I en overgangssone mellom temperert og kald is i en polytermal bre, vil bevegelsen langs sålen opphøre og fortsette innover i bremassene (englasialt). Her vil også løse sedimenter bli fryst fast til breen, og nettopp denne prosessen er viktig for dannelsen av *iskjernemorener*. Under likevektslinjen vil bevegelsesplan ha retning mot breoverflaten og ut til sidene. For tempererte breer vil erodert materiale i stor grad følge breens bevegelse langs sålen helt til det kommer ut ved brefronten, mens det for polytermale og kalde breer vil bli transportert opp på breoverflaten (supraglasialt) (Benn & Evans, 1998 og Sørbel, 1998). Materialtransporten opp mot breoverflaten blir mer effektiv i polytermale breer, hvor redusert hastighet på grunn av at bevegelsen langs sålen opphører, gjør at det blir en slags kompresjonssone ved brefronten. På grunn av denne kompresjonen dannes det skjærplan opp mot breoverflaten (Etzelmüller et al. 2003), se figur 14.

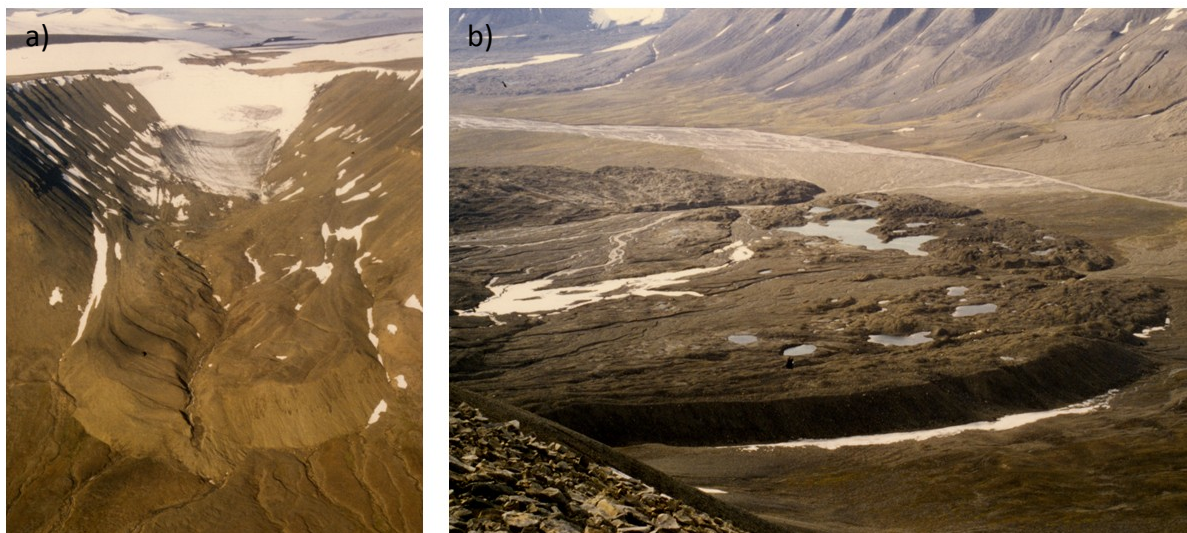
3.2.2 Iskjernemorene og steinbre

Utgangspunktet for dannelsen av iskjernemorener er at brefronten er frosset fast til bakken, som nevnt i avsnittet over. Materiale som da ligger inne i breen vil bli fraktet opp til overflaten på brefronten, som etter hvert vil bli dekket av morenemateriale. Dersom dette materialdekket blir tykt nok vil det kunne beskytte breisen under mot smelting, selv om breen trekker seg tilbake. Såfremt det er permafrost og dybden på dette materialdekket er større enn dybden på det aktive laget, vil en kjerne av is bevares (Sørbel, 1998). Figur 14 er en skisse som viser dannelsen av iskjernemorener i ulike utviklingstrinn. De fleste iskjernemorener er synonyme med endemorener som er ekstra store med en bratt front, hvor morenemateriale ligger relativt massivt bak fronten, men hvor det er en markert yttergrense.



Figur 14: Forskjellige utviklingstrinn for en iskjernemorene. 1) Et eksempel med utgangspunkt i en polytermal isbre som har kald is i fronten, hvor det er skjærplan opp mot overflaten. 2) Morenemateriale legger seg på overflaten av bretingen. 3) Isbreen trekker seg tilbake, og den delen av fronten som var dekket med morenemateriale ligger igjen. 4) En illustrasjon på nedsmelting av iskjernemorenen når permafrosten forsvinner (Sollid & Sørbel, 1988).

Bildene i figur 15 (neste side) viser to eksempler på iskjernemorener fra *Slaknosa* (a) og *Vegbreen* (b) i Reindalen på Svalbard, hvor den på Slaknosa er spesielt stor og stabil, mens den foran Vegbreen er delvis i ferd med å smelte. Det finnes imidlertid varianter av iskjernemorener som ikke har denne avgrensede endemorenen med iskjerne. Dette kan sammenlignes med ett av utviklingstrinnene i figur 14 til en iskjernemorene (trinn 2), hvor brefronten er fullstendig dekket med morenemateriale (*debris covered glacier*). Knyttet til eksistens av permafrost minner dette om en *steinbre*, som det finnes ulike definisjoner på. I en definisjon av Haeberli et al. (2006) er et kriterium at det må være permafrost, og et annet er at sammensetningen av is og sedimenter må være slik at det kan opprettholdes et stabilt sig dersom det er snakk om aktive steinbreer. Aktive steinbreer har også en svært bratt front, med en helningsgradient på over 35°. Dette medfører at materialet ved fronten i en steinbre vil rase ut, og er derfor et godt tegn på en aktiv steinbre (Barsch, 1996).



Figur 15 a, b: To eksempler på iskjernemorener fra Reindalen på Svalbard. a) Slaknosa, en spesielt stor iskjernemorene med karakteristisk høy og bratt front. b) En iskjernemorene foran Vegbreen, hvor deler av fronten har rast ut, sannsynligvis på grunn av smelting av iskjerne i moreneavsetningen. Sidemorenen ser imidlertid stabil ut. Foto: Leif Sørbel.

Humlum (1996) beskriver en type steinbre som har utgangspunkt i en isbre som har transportert mye materiale framover og opp på brefronten (glacier derived rock glacier). Her er brefronten fullstendig dekket med materiale, et dekke som overstiger dybden på det aktive laget, og isen under materialdekket vil bli bevart. Dette siger langsomt, i motsetning til hva som er vanlig for iskjernemorener.

Det er imidlertid stor forskjell i mengden materiale som blir transportert fram til brefronten. Steinbreen som er beskrevet av Humlum (1996) har utgangspunkt i en stor botn hvor rasmateriale fra fjellsidene rundt gjør at breen frakter fram svært store mengder morenemateriale. Den store materialtransporten gjør at isbreen og moreneavsetningen oppfører seg mer eller mindre som en steinbre. Et overflaterelieff med sammenhengende rygger og riller og en bratt og stabil front kjennetegner steinbreer, og er også observert på steinbreen som Humlum beskriver. Isbreer som frakter store mengder morenemateriale blir gjerne "debris covered glacier", som nevnt over, og slike isbreer blir av enkelte hevdet å være steinbreer selv om de ikke er knyttet til permafrost (Martin & Whalley, 1987). Andre mener at en steinbre er et rent periglasialt fenomen, og at det ikke har noe med isbreer å gjøre (Haeberli, 1985 og Barch, 1996). Imidlertid er det nevnt i Haeberli et al. (2006) at steinbreer med et massivt lag av ren is under et materialdekke kan ha opprinnelse i små botnbreer, men

det fastholdes at steinbreer ikke må forveksles med "debris covered glacier" som ikke er knyttet til eksistensen av permafrost.

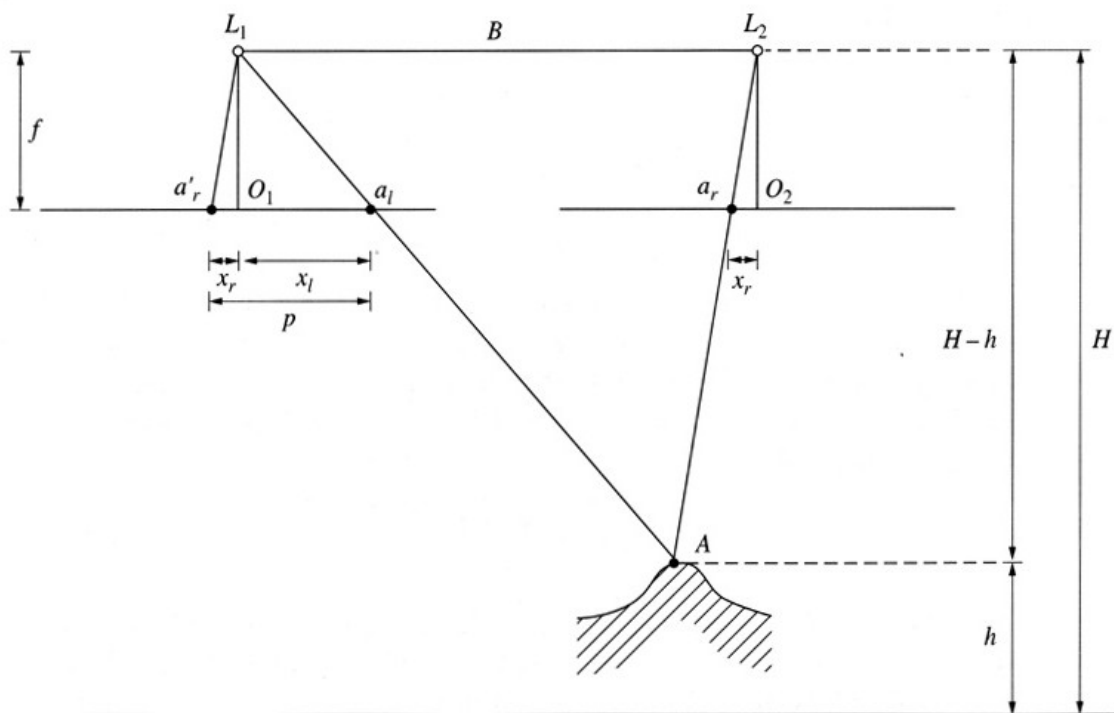
I tilfeller hvor iskjernemorener er avsatt i bratte skråninger kan også disse begynne å sige (Etzelmüller & Hagen, 2005). Disse kommer på den måten innenfor flere kriterier for steinbrebegrepet.

3.3 Digital fotogrammetri

Fotogrammetri er mye brukt til måling og analysering av jordoverflaten. I geofaget er metoden et anvendt verktøy i forbindelse med kartlegging og overvåkning av blant annet periglasiale og glasiale landformer og isbreer (Kääb & Vollmer, 2000).

3.3.1 Fotogrammetri og stereofotogrammetri

Fotogrammetri betyr ifølge Andersen et al. (1991): *måling ved hjelp av fotografiske bilder for å bestemme form, størrelse, beliggenhet og identitet for de fotograferte gjenstandene*. Den første til å bruke fotografiske bilder til oppmålingsformål var den franske obersten Laussedal, som brukte terrestriske bilder i ca 1850. Fram til ca 1900 brukte man kun enkeltbilder ved målinger i bilder, og den første stereoautografen ble laget i 1909 av van Orel. Fra 1960 årene og noen tiår framover ble analog fotogrammetri delvis erstattet med analytisk fotogrammetri, og i dag er det kun digital fotogrammetri med digitale fotogrammetriske arbeidsstasjoner (DFA) som blir brukt. I digital fotogrammetri er bildene digitale, enten ved at de er tatt med digitale kameraer eller at tradisjonelle flyfoto er digitalisert ved skanning. (Andersen & Maalen Johansen, 1998 og Wangensteen, 2006).



Figur 16: Prinsippet med stereofotogrammetri og bestemmelse av høyder. Horizontal(x)parallaksen p til et punkt som vises i to flyfoto kan brukes til å bestemme høyden h . L_1 og L_2 er projeksjonssentrene og O_1 , O_2 er bildehovedpunktene (Mikhail et al., 2001).

Figur 16 viser prinsippet med stereofotogrammetri. Høyden (h) til punktet A kan bestemmes av parallaksen til det samme punktet i de to flyfotoene:

$$H - h = \frac{Bf}{p}$$

Ligningen over inneholder følgende: B er avstanden mellom projeksjonssentrene for de to flybildene, kjent som basis. f er brennvidden til kameraet, H er flyhøyden over havet og p er horisontalparallaksen. Ved å måle horisontalparallaksene til to punkter som ligger nær hverandre kan en finne høydeforskjellen:

$$\Delta h = h_2 - h_1 = Bf \left(\frac{\Delta p}{p_1 p_2} \right)$$

Her er p_1 og p_2 horisontalparallaksene til henholdsvis punkt 1 og punkt 2, som har høyde h_1 og h_2 . Parallakseforskjellen Δp er differansen mellom p_2 og p_1 (Mikhail et al., 2001 og Wangensteen, 2006).

3.3.2 Orientering

For å bruke flybilder til oppmålingsformål må de være orientert i forhold til hverandre og til terrenget. Bildenes orientering i fotograferingsøyeblikket blir gjenskapt, og forholdet mellom bildene bestemmes av fellespunkt i overlappende områder. En stereomodell blir transformert til terrenget ved hjelp av kontrollpunkter (Barstad, 1998). Orienteringen omfatter en indre og en ytre orientering.

Indre orientering er å bestemme transformasjonsparametrene mellom pikselkoordinater (rad, kolonne) og bildekoordinater (mm). Det vil si å finne den matematiske forbindelsen mellom pikselkoordinatsystemet og kamerakoordinatsystemet (Andersen & Maalen Johansen, 1998). For digitale kameraer er dette forholdet konstant og bestemt under kalibrering (Wangenstein, 2006).

Ytre orientering innebærer en transformasjon mellom bilde- og objektkoordinatsystemene. Ytre orientering kan deles opp i relativ og absolutt orientering. Ved relativ orientering blir den relative posisjonen og høyden bestemt av to overlappende bilder. Det vil si at bildene plasseres og roteres, slik at samsvarende stråler skjærer hverandre i rommet og danner et stereopar. Fotograferingsretningen og posisjonen da hvert bilde ble tatt er ukjent, og det er derfor seks ukjente ytre orienteringselementer for hvert bilde: X_c , Y_c og Z_c for posisjonen og ω , κ , ϕ for fotoretningen (Andersen et al., 1991). I et bildepar blir det til sammen tolv ukjente, og en relativ orientering løser fem av disse parameterne. I digital fotogrammetri blir beregningen gjort ved å måle bildekoordinater i homologe terrengpunkter i von Gruber posisjoner i den overlappende delen av bildeparet (Andersen & Maalen Johansen, 1998). Absoluttorientering omfatter en transformasjon mellom stereomodellens og terrengets koordinatsystem. Det er sju ukjente som skal bestemmes ved absoluttorienteringen, henholdsvis modellens målestokk, modellens dreininger om X, Y og Z aksene og modellens posisjon langs X, Y og Z aksene. Ved å bruke minst tre passpunkt med kjent høyde, og minst to punkter med kjente X,Y koordinater kan absoluttorienteringen bli bestemt (Larsen, 2006 og Wangenstein, 2006).

I digital fotogrammetri benyttes en digital fotogrammetrisk arbeidsstasjon (DFA) med egnet programvare for orientering av skannede bilder. I denne oppgaven er det brukt

ImageStation fra Z/I *Imaging*. Dette gir muligheten til å gjøre relativ- og absoluttorienteringen i samme modul, såkalt *multiphoto* i *ImageStation Digital Mensuratuon* (ISDM), hvor fototrianguleringen utføres fortløpende. I tilfelle det benyttes flybilder hvor det er GPS/INS (Global Positioning System/Inertial Navigation System) system knyttet til kamerasystemet, er det ikke nødvendig å måle inn passpunkt. Passpunkt må imidlertid måles dersom de skal brukes som kontrollpunkter. GPS systemet måler posisjonen på projeksjonssenteret til kameraet under fotografering, og INS systemet måler samtidig rotasjonen på kameraet. Systemet måler med andre ord elementene i den ytre orienteringen, og gir en direkte bestemmelse av absoluttposisjon og orientering i et jordrelatert koordinatsystem.

3.3.3 Digitale terrengmodeller

En digital terrengmodell (DTM) er en representasjon av terrengoverflatens form (Andersen & Maalen Johansen, 1998). En DTM består av terrenghøyder til et stort antall terrengpunkter, og er enten organisert i et regelmessig kvadratisk rutenett, eller uregelmessig i hjørnene av trekanter som utgjør terrengoverflatens fasetter. I en DFA blir en DTM generert som et rutenett i den orienterte modellen. Hver node i rutenettet har en tilhørende høydeverdi, og det er i utgangspunktet lik avstand mellom hver node. Det som skjer er at homologe punkter i bildene som utgjør stereomodellen blir lokalisert, og X-parallaksen til disse punktene blir målt. En DFA operatør må velge størrelse på rutenettet til DTM'en, som blir matchet og gitt en høydeverdi. I digital fotogrammetri er dette en automatisk prosess som er basert på en matchingsalgoritme. En slik algoritme er i hovedsak enten arealbasert eller objektbasert. Arealbaserte matchingsalgoritmer baserer seg på at et referansevindu bestående av gråtoner i det ene bildet blir matchet mot et større vindu i det andre bildet. Målet er å finne nøyaktig samme område/vindu i begge bildene, og er bildeutsnittene veldig like vil en korrelasjonskoeffisient bli nær 1. Det punktet/pikselen i vinduet som gir høyest korrelasjonskoeffisient er det som blir matchet og dermed tatt med videre i genereringen av en DTM. Deretter flytter referansevinduet seg til neste utsnitt, og fortsetter til alle piksler i det overlappende området mellom bildene er matchet. Objektbasert matching bestemmer hvor godt objekter og interessante punkter korresponderer mellom bildene (Wangensteen, 2006). En kombinasjon mellom

objektbasert og arealbasert matching er i følge Anderson & Johansen (1998) ideell, med objektbasert matching først for å raskt finne tilnærmet posisjon, og deretter arealbasert matching for finjustering. En matchingsalgoritme i programmet *ImageStation Automatic Elevation* (ISAE) benytter en kombinasjon av objektbasert og arealbasert matching, og det er dette programmet som er brukt til matchingen i denne oppgaven.

4 Metode

4.1 Feltarbeid

Feltarbeid ble utført på fire lokaliteter i studieområdet i august 2008 og august 2009.

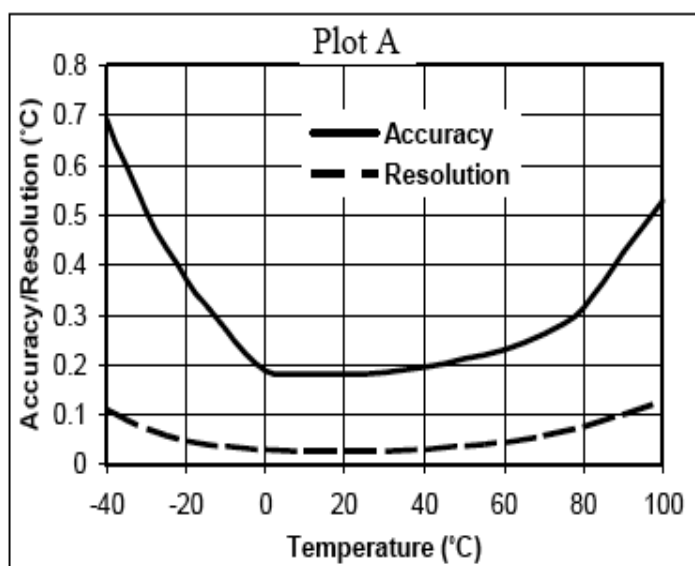
Under feltarbeid i august 2008 ble det lagt ut miniloggere for å måle temperaturen på alle undersøkte lokaliteter. Disse ble så hentet igjen under feltarbeid i august i 2009.

Plassering og henting av miniloggere ble viet mye tid under feltarbeidet, men det ble også tid til å få undersøkt selve lokalitetene.

Feltarbeidet gav en mengde informasjon om temperaturforholdene ved lokalitetene, og fremgangsmåte og grunnlag for å presentere dataene blir beskrevet i det neste avsnittet. Visuelle betraktninger gjort på Kleinegga-lokaliteten i august 2008 gav grunnlag for ytterligere analyse på flybilder. Her ble det observert groper (dødisgroper) på moreneavsetningen som var i overkant av fem meter dype, og det ble vurdert at enkelte av disse kunne ha blitt dannet i nyere tid.

4.1.1 Temperaturmålinger

Til å gjennomføre temperaturmålinger på flere lokaliteter i studieområdet ble det plassert ut dataloggere som målte temperatur mellom august 2008 og august 2009. Til

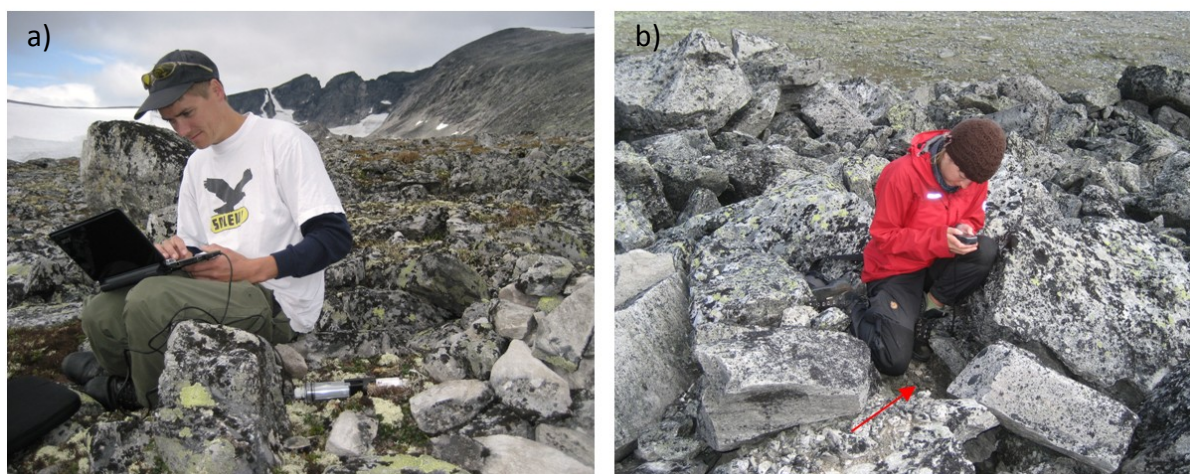


Figur 17: En graf som illustrerer hvordan nøyaktigheten og oppløsningen til miniloggerne forandrer seg ved ulike temperaturer (Onset, 2010).

dette ble det benyttet miniloggere av typen U22-001 og U23-004, begge av merke HOBO. Sistnevnte minilogger har en ekstra sensor som sitter ytterst på en kabel som er ca 1,8 meter lang. Nøyaktigheten er $\pm 0,2$ °C for temperaturer 0-40 °C, og for temperaturer fra 0 °C og ned mot ca -25 °C synker nøyaktigheten fra $\pm 0,2$ til 0,4. Figur 17 viser en graf

som illustrerer nøyaktigheten til miniloggerne som er benyttet. Informasjon om miniloggerne er hentet fra produsentens hjemmeside (Onset, 2010). Miniloggerne logget temperaturen en gang i timen, og samtlige logget sammenhengende i over ett år.

Miniloggerne ble lagt ut i tilknytning til morenesystemene foran utvalgte isbreer i Dovrefjellregionen, og data ble lastet ned i felt ved hjelp av en bærbar PC (figur 18a). I kartene som er vist i tilknytning til lokalitetsbeskrivelsene i kapittel 5, er også plasseringene av miniloggerne markert (figur 21, 26 og 30). I tabell 3 er det en beskrivelse for plasseringen av hver enkelt minilogger. I kolonnen *Plassering* er en av de primære benevningene *bakkeoverflate*. Under feltarbeid ble mange miniloggere plassert i blokkmark, og bakkeoverflate er i den sammenheng et relativt begrep. Det ble forsøkt å plassere miniloggere så høyt opp i blokkmarka som mulig, uten å eksponere de for sollys. Bildet i figur 18b viser et eksempel på hvordan en minilogger er plassert på bakkeoverflate i blokkmark. *Bakke* i blokk er hvor sensoren er senket ned i hulrom mellom blokkene. Der det er benevnt antall cm i tilknytning til bakkeoverflate er miniloggeren tilsvarende gravd ned, dette for å unngå direkte solinnstråling.



Figur 18 a, b: a) Nedlasting av temperaturdata fra minilogger ved Gamle Reinheim, Snøhetta sommeren 2009. b) Markering av GPS posisjon til en minilogger som måler bakkeoverflatetemperaturen på en moreneavsetning med mye grov blokk. Den røde pilen viser hvor en slik typisk plassering blir gjort.

Tabellen viser at det i stor grad er målt bakkeoverflatetemperatur. Mange av miniloggerne har som nevnt to sensorer (U23-004), og derfor ble også temperaturen i bakken og/eller lufttemperaturen målt i tillegg. For å måle lufttemperaturen ble det bygd opp små steinvarder, opptil 0,5 meter høye (se figur 19), hvor sensoren ble

plassert i varden uten å bli eksponert for direkte solinnstråling. I tillegg ble det sørget for god ventilasjon i varden. Ved måling av lufttemperatur ble plassering av miniloggerne gjort på steder som høyst sannsynlig var frie for snø om vinteren, det vil si på forhøyninger hvor snøen blåser bort. En god indikator på dette er utbredelsen av *Svartlav*, som trives best der hvor det er lite snø.



Figur 19: Varde av stein for å måle lufttemperaturen ved Kleinegga-lokaliteten (K1). Denne varden er ca 40 cm høy, og like under toppen er det en minilogger. På stedet er det mye Svartlav, noe som tyder på at det er lite snø her om vinteren.

Sammenlignet med temperaturmålinger gjort med *BTS-metoden* (Bottom Temperature of Snow), gir stort sett ikke kontinuerlige temperaturmålinger med miniloggere den samme romlige oppløsningen. BTS-metoden går ut på å måle temperaturen under snødekket (>0,8 m) i slutten av vintersesongen når temperaturen har stabilisert seg, gjerne i mars (Isaksen et al., 2002). Metoden baserer seg på en empirisk sammenheng som er funnet mellom temperaturen under snødekket om vinteren og permafrost (Haeberli, 1973):

BTS < -3 °C: Sannsynlig permafrost

-3 °C < BTS < -2 °C: Mulig permafrost

BTS > -2 °C: Lite sannsynlig permafrost

Enkelte miniloggere er plassert på steder hvor det bevisst er meningen at de skal måle en temperatur under et snødekke, og en kan derfor bruke de samme verdiene som gjelder for BTS for eventuelt å avdekke om det er permafrost eller ikke.

Tabell 3: Tabellen inneholder informasjon om plasseringen av de tolv miniloggerne som ble benyttet for måling av temperaturen på utvalgte lokaliteter i studieområdet.

Logger	Logger nr/type	Måle-periode	M.o.h.	Plassering	Bakkeoverflate	Beskrivelse (terreng)
Kleinegga (K1)	2033693 U23-004	aug 08 - aug 09	1433	Bakkeoverflate Luft (+ 30 cm)	Steinete + noe vegetasjon	Forhøyning, mulig snøfritt
Kleinegga (K2)	2033695 U23-004	aug 08 - aug 09	1476	Bakkeoverflate (-2 cm) Bakke (-30 cm)	Blokk	På morene, mulig snøfritt
Kleinegga (K3)	2023363 U22-001	aug 08 - aug 09	1424	Bakkeoverflate (-2 cm)	Noe steinete + vegetasjon	Forsenkning, snøleie
Snøhetta (S1)	2023365 U22-001	aug 08 - aug 09	1650	Bakkeoverflate (-2 cm)	Blokk + noe vegetasjon	Forsenkning på morene, snøleie
Snøhetta (S2)	2033703 U23-004	aug 08 - aug 09	1651	Bakkeoverflate (-2 cm) Bakke (-100 cm)	Blokk	Forhøyning på morene, mulig snøfritt
Snøhetta (S3)	2033706 U23-004	aug 08 - aug 09	1664	Bakkeoverflate (-2 cm) Luft (+ 30 cm)	Noe steinete + vegetasjon	Forhøyning, ved "Gamle Reinheim"
Snøhetta (S4)	2033700 U23-004	aug 08 - aug 09	1644	Bakkeoverflate Bakke (-100 cm)	Blokk	På morene, mulig snøfritt
Styggeholet (ST1)	2023366 U22-001	aug 08 - aug 09	1480	Bakkeoverflate	Noe steinete + vegetasjon	Forsenkning, utenfor morene, snøleie
Styggeholet (ST2)	2023364 U22-001	aug 08 - aug 09	1507	Bakkeoverflate (-2 cm)	Grus/blokk	Forhøyning, i skråning på morenefront
Styggeholet (ST3)	2023375 U22-001	aug 08 - aug 09	1515	Luft (+ 30 cm)	Blokk	Forhøyning, på morene, mulig snøfritt
Styggeholet (ST4)	2033698 U23-004	aug 08 - aug 09	1537	Bakke (-70 cm) Luft (+ 30 cm)	Blokk	Flatt terreng på morene
Styggeholet (ST5)	2023362 U22-001	aug 08 - aug 09	1550	Bakkeoverflate	Grus/blokk + vegetasjon	Forhøyning/flatt på morene, mulig snøfritt

4.2 Digital fotogrammetri

4.2.1 Flybilder

Det ble benyttet flybilder til å lage digitale terrengmodeller som en del av en analyse av lokaliteten Kleinegga. Kartet i figur 2 viser grovt hvor denne lokaliteten ligger i studieområdet. For dette området ble det benyttet totalt åtte flybilder, hvorav fire stk fra 1961 var digitalisert ved skanning hos Sentralarkivet, og de resterende fire var fargebilder tatt med digitalkamera i 2008. Rettighetshaver på fargebildene er GEOVEKST, og Blom ASA har gjort flyfotograferingen. Tabell 4 viser tekniske data for flybildene som ble brukt til analysen, og flybildene er også visualisert i kapittel 9.1 (Vedlegg).

Tabell 4: Tekniske data for flybildene. Selve lokaliteten som er analysert på flybildene har en høyde på mellom ca 1400 og 1500 m.o.h. Den effektive målestokken for bildene fra 1961 blir derfor ca 1:17700. Det vil si at en piksel i bildet er ca 18 x 18 cm på lokaliteten. Bildene tatt med digitalkamera har en GSD (Ground Sampling Distance) på 20 cm, basert på midling av terrenghøyden over området.

Dato tatt:	17.07.1961	23.09.2008
Type:	Svart-hvit film	Digitalt RGB bilde
Kamera:	Wild 15 Ag 163(RC5)	Ultracam X
Kamerakonstant (mm):	152,33	100,5
Filmformat	23 x 23 cm	Digitalt
Bildestørrelse (piksler):	23000 x 23000	14430 x 9420
Pikselstr. i terrenget/GSD	18 cm	20 cm
Oppløsning:	Skannet med 10 µm	7,2 µm
Bildemålestokk:	1:18 000 (midlere)	1:27 777 (GSD 20 cm)
Oppgitt flyhøyde	4150 m.o.h.	Ca 4060 m.o.h.

4.2.2 Orienteringen

Bildene ble orientert i et program som heter ImageStation Digital Mensuration (ISDM) jfr. kapittel 3.3.2. I første omgang ble det gjort indre orientering på hvert av bildene fra 1961, hvor rammemerkene ble nøye innmålt. Etter dette ble de såkalte Von Gruber punktene innmålt som en del av relativorienteringen mellom de overlappende bildeparene fra 1961. Deretter ble også bildene fra 2008 lagt inn i samme prosjekt som bildene fra 1961, og bildesettene ble orientert som ett bildesegment. Punktene som var benyttet i bildene fra 1961 ble også lagt inn i bildene fra 2008 i overlappingsområdene mellom bildesettene. Ifølge Kääb & Vollmer (2000) forbedrer sammenbindingspunkter den relative nøyaktigheten mellom bildesett. Sammenbindingspunkter mellom bildesett med høy tidsoppløsning må legges inn i områder som en vet er stabile over tid, og derfor ble ingen punkter på selve morenesystemet brukt til dette. Bildene fra 2008 hadde kjent ytre orientering på grunn av GPS/INS systemet i kamera (jfr. kapittel 3.3.2), og derfor ble alle sammenbindingspunktene i relativorienteringen også bestemt som kontrollpunkter og brukt i absoluttorienteringen av 1961 bildene. Bildene fra 1961 hadde større utstrekning enn bildene fra 2008, så for enkelte områder i 1961-bildene ble det lagt inn kontrollpunkter basert på høyder og koordinater i *Norgesglasset* av Statens Kartverk (2009).

For å beskrive kvaliteten av orienteringen er det kalkulert verdier på gjennomsnittsfeilen og den største feilen i X, Y og Z retning. Dette er verdier gitt i meter, og benevnes som henholdsvis *RMS Control* (Root mean square) og *Max Ground Residual*. Verdiene er listet i tabell 5. Standardavviket for prosjektet ble 6,0 μm , og dette betyr at den gjennomsnittlige feilen i punktmålingene i bildene er mellom 10,6 og 16,6 cm når en tar utgangspunkt i den effektive målestokken til flybildene som er benyttet.

$$6,0^{-10} \text{ m} \times 17\,000 = \underline{0,1062} \text{ m}$$

$$6,0^{-10} \text{ m} \times 27\,000 = \underline{0,1662} \text{ m}$$

Dokumentasjon på orienteringen er vist i kapittel 9.1 (Vedlegg). I dokumentasjonen for absoluttorienteringen er det vist en stor verdi i Z-verdi for *RMS check*. Dette var et

kontrollpunkt som ble innmålt på grunnlag av høyder i Norgesglasset, ved et vann i kanten av et bilde fra 1961. Den store feilen i høyde er vanskelig å forklare, da andre punkter målt på samme måte passet godt med modellen. Punktet ble derfor klassifisert som et såkalt check-punkt, og dermed tatt ut av beregningen av orienteringen. En mulig årsak til feilen kan være at det er deformasjon på filmen. Kameraet/bildet er gammelt, og manglende vakuum kan introdusere feil på filmen.

Tabell 5: Tabell som viser gjennomsnittsfel (RMS Control) og den største feilen (Max Ground Res.) i XYZ retning for orienteringen.

	X	Y	Z
RMS Control [m]	0,067	0,081	0,058
Max Ground Res. [m]	0,203	0,296	0,193

4.2.3 Generering av digital terrengmodell (DTM)

Programmet ImageStation Automatic Elevation (ISAE) ble brukt til å lage DTM. Her ble det valgt forskjellige parametere for hvordan programmet skulle gjennomføre matchingen mellom bildeparene. Programmet baserer seg på en matchingsalgoritme som gjennomfører en kombinasjon av objekt- og arealbasert matching (jfr. kapittel 3.3.3). De ferdig orienterte modellene av bildeparene ble tatt inn programmet *ImageStation Stereo Display* (ISSD), hvor det ble laget et utsnitt (interesseområde) over lokaliteten som var interessant i forhold til oppgaven, dette for å redusere mengden data som skulle prosesseres i ISAE. I ISAE ble det valgt terrengtype *mountainous*, det vil si at størrelsen på søkevinduet i forhold til å finne homologe piksler er relativt stort, da en kan anta at det er større variasjon i parallakser mellom bildene på grunn av store høydeforskjeller i utsnittet. Gridstørrelsen for DTM ble satt til 2 x 2 meter, som var den minste størrelsen ISAE ville gjøre matching på (dette bestemmes ut fra pikselstørrelse/GSD og bildemålestokk).

De første kjøringene av programmet viste at det var enkelte områder i modellen fra 1961 som ikke matchet riktig. Dette ble avdekket ved å legge markøren på bakken, og se på høydene i ISSD for den nevnte modellen. I slike problemområder ble det derfor

lagt inn terrenglinjer (breaklines), for å kunne angi den riktige høyden, og for å tillate store høydevariasjoner på korte avstander. Terrenglinjene ble i hovedsak lagt inn på kanten av den store botn som omkranser lokaliteten. I tillegg ble det lagt inn terrenglinjer rundt snøfonner, på morenerygger og andre steder med kupert og vanskelig terreng. Etter gjentatte kjøring i ISAE ble DTM for 1961 og 2008 relativt like i de stabile områdene, og arbeidet derfor avsluttet. Totalt ble det lagt inn 103 terrenglinjer, og 710 terrengpunkter i modellen for bildene fra 1961. I modellen fra 2008 ble det ikke lagt inn noen terrenglinjer.

Matchingen gav et standardavvik på 0,43 meter for bildeparet fra 1961 og 0,78 meter for bildeparet fra 2008.

4.2.4 Teoretisk nøyaktighet

Nøyaktigheten til DTM'ene som er generert er et resultat basert på hvor godt bildeparene er orientert, og hvor godt de er matchet i programvaren. Matchingen har med midling av pikselhøydeverdier innenfor det som er størrelsen på rutenettet, og dette kan derfor gi et noe stort standardavvik. Det ble forsøkt å legge inn så liten gridstørrelse som mulig i DTM (2 x 2 meter), for å få midlet et punkt i et så lite område på bakken som mulig. Middelfeilen fra orienteringen er tatt med i beregningen av nøyaktigheten til DTM. Den teoretiske nøyaktigheten til observasjoner gjort de to DTM'ene imellom vil være som følger:

$$\sqrt{\sigma_{H1961}^2 + \sigma_{H2008}^2}$$

hvor,

σ_{H1961} = standardavviket til terrengmodellen fra 1961

σ_{H2008} = standardavviket til terrengmodellen fra 2008

Oppnådd teoretisk nøyaktighet for prosjektet/DTM blir $\pm 0,89$ meter når det baseres på observasjoner DTM'ene imellom.

4.2.5 Subtraksjon av DTM

De to DTM'ene ble lagt inn i *ESRI ArcInfo* for videre bearbeiding. Her ble ascii data konvertert til raster, hvor hver piksel fikk en verdi som tilsvarte et punkts høyde. I *Spatial Analyst* er det en funksjon som heter *Raster Calculator*, hvor det er mulig å regne på rastersett i mellom. Her subtraherte jeg DTM fra 1961 fra DTM fra 2008, og fikk dermed beregnet høydedifferansen mellom de to DTM i et nytt *resultatraster*. Dette rasteret var målet med hele analysen knyttet til digital fotogrammetri.

I tillegg til å subtrahere DTM ble det også på grunnlag av DTM laget ortofoto av flybilder, dette for å kunne orientere seg bedre i området. Ortofotoene ble også brukt til å kontrollere og verifisere orienteringen ved å *switche* mellom de to ortofotoene, og se til at gjenstander i antatt stabile områder var på samme sted. Andre funksjoner, som å få informasjon om blant annet helningsretning og helningsgradient ble også utført. Dette var funksjoner i *3D Analyst* tilhørende *ESRI ArcInfo*, og var interessant å undersøke knyttet til skråningsprosesser på lokaliteten.

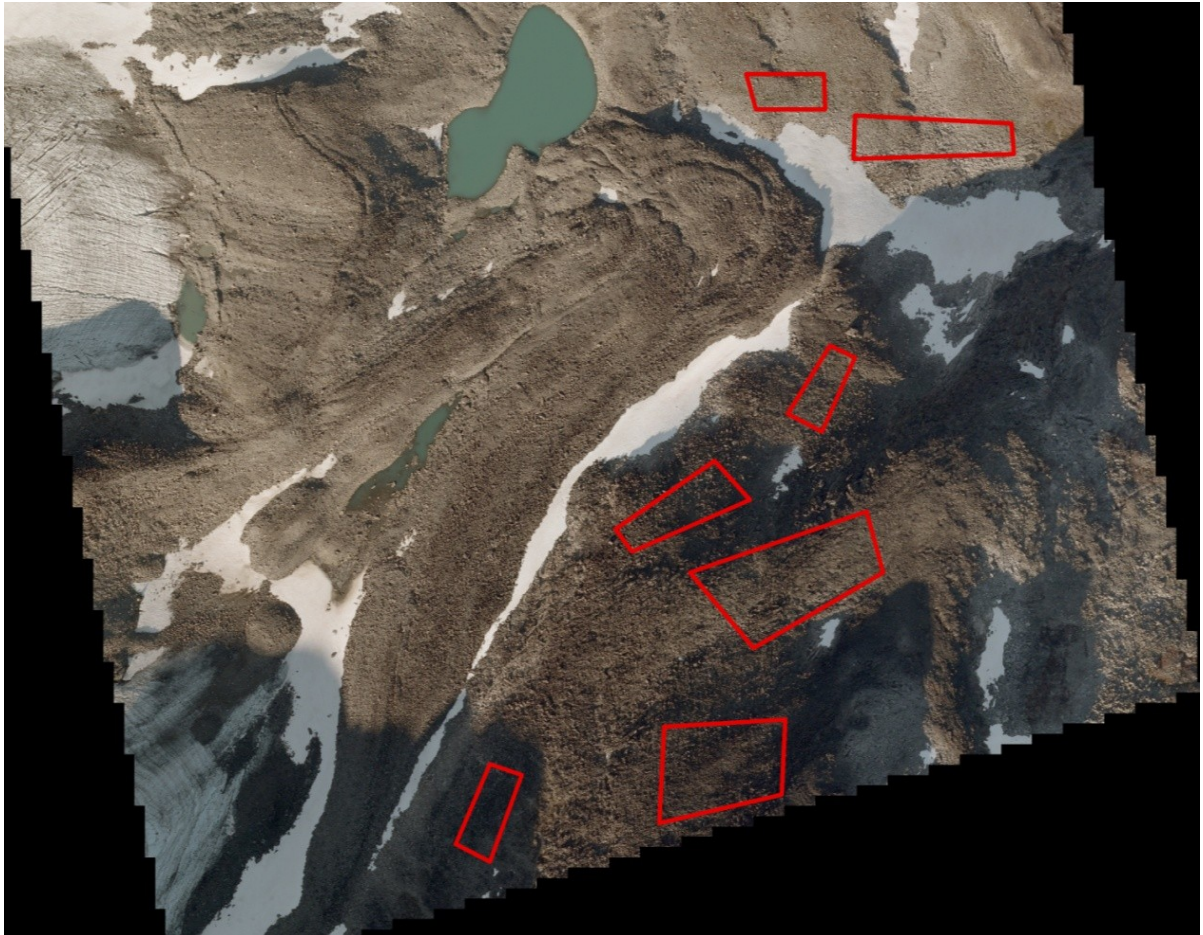
4.2.6 Nøyaktighet i praksis

Ved å undersøke områder på resultatrasteret som ligger utenfor morenen, og dermed utenfor områder som sannsynligvis har forandret seg i perioden mellom flyfototakingene, vil en få et godt estimat på hva slags nøyaktighet en har i praksis. På lokaliteten var det viktig å plassere testområdene utenfor snøfonner og områder hvor skyggeeffekt har skapt svakere tekstur/detaljeringsgrad og dermed matchet dårlig. Figur 20 viser et ortofoto av Kleinegga-lokaliteten med sju testområder markert i rødt. En samlet statistisk analyse av testområdene er vist i tabell 6, og her er det vist en gjennomsnittsfel i høyde på ca 20 cm og et standardavvik på 48 cm. Videre er den største positive feilen ca 4,6 meter og den største negative feilen ca 3,2 meter. En sjekk i *ArcMap* viser at det er 47 av ca 8600 piksler som viser mer enn to meter feil.

Tabell 6: Statistiske verdier for testområdene i resultatrasteret, og viser blant annet en gjennomsnittlig forskjell på 19 cm og et standardavvik på 48 cm.

MIN. [m]	MAKS. [m]	GJENNOMSNIITT [m]	ST. AVVIK [m]
-3,19	4,57	0,19	0,48

Generelt kan en si at dette gir grunnlag for å oppnå god nok kvalitet for denne fotogrammetriske undersøkelsen, da deler av moreneområdet er forventet å ha sunket ned minimum fem meter, jfr. kapittel 4.1. Videre er det sannsynliggjort at den teoretiske nøyaktigheten er reell, og at derfor også resultatet er riktig.



Figur 20: Ortofoto av lokaliteten ved Kleinegga som viser sju utsnitt markert i rødt. Utsnittene ligger utenfor morenen, og områdene innenfor utsnittene fungerer som testområder for å få et estimat på nøyaktigheten mellom DTM fra 1961 og 2008 i områder hvor det høyst sannsynlig ikke har vært forandring. Ingen av testområdene er lagt på snøfonner, og heller ikke i skyggeområder for 1961 bildene. Testområdet nederst til venstre ligger i et skyggeområde på 2008 bildene, men her er det allikevel god detaljeringsgrad.

5 Observasjoner og resultater

Foruten pals er det i Dovrefjell-regionen kun iskjernemorener og steinbreer som er relatert til permafrost. Per definisjon er landformene avhengig av permfrost for å dannes og opprettholdes. I kapittel 2 er det vist til tre lokaliteter i Dovrefjell-regionen hvor det er store moreneavsetninger. Moreneavsetningene rundt Snøhetta er tidligere beskrevet som iskjernemorener av Østrem (1964), og moreneavsetningen foran botnbreen i Styggeholet er foreslått som steinbre av Berthling (submitted). Iskjernemorenene og steinbreen blir i tillegg til moreneavsetningen på Kleinegga beskrevet og presentert i første del av dette kapitlet. Beskrivelsene er i hovedsak basert på observasjoner og undersøkelser i felt.

Studie av palser er holdt utenfor undersøkelsen, og er ikke en del av observasjons- og resultatsgrunnlaget. Det er igangsatt et overvåkningsprosjekt på pals i nasjonal skala, og de tre nevnte pals-lokalitetene i Dovrefjellregionen (kapittel 1.1) er undersøkt i dette prosjektet. Foreløpige resultater fra prosjektet har vist at flere palser er smeltet bort, og at dette gjelder særlig for pals-lokaliteter i Dovrefjell-området (NINA, 2010).

5.1 Beskrivelse og utbredelse av landformer knyttet til permafrost

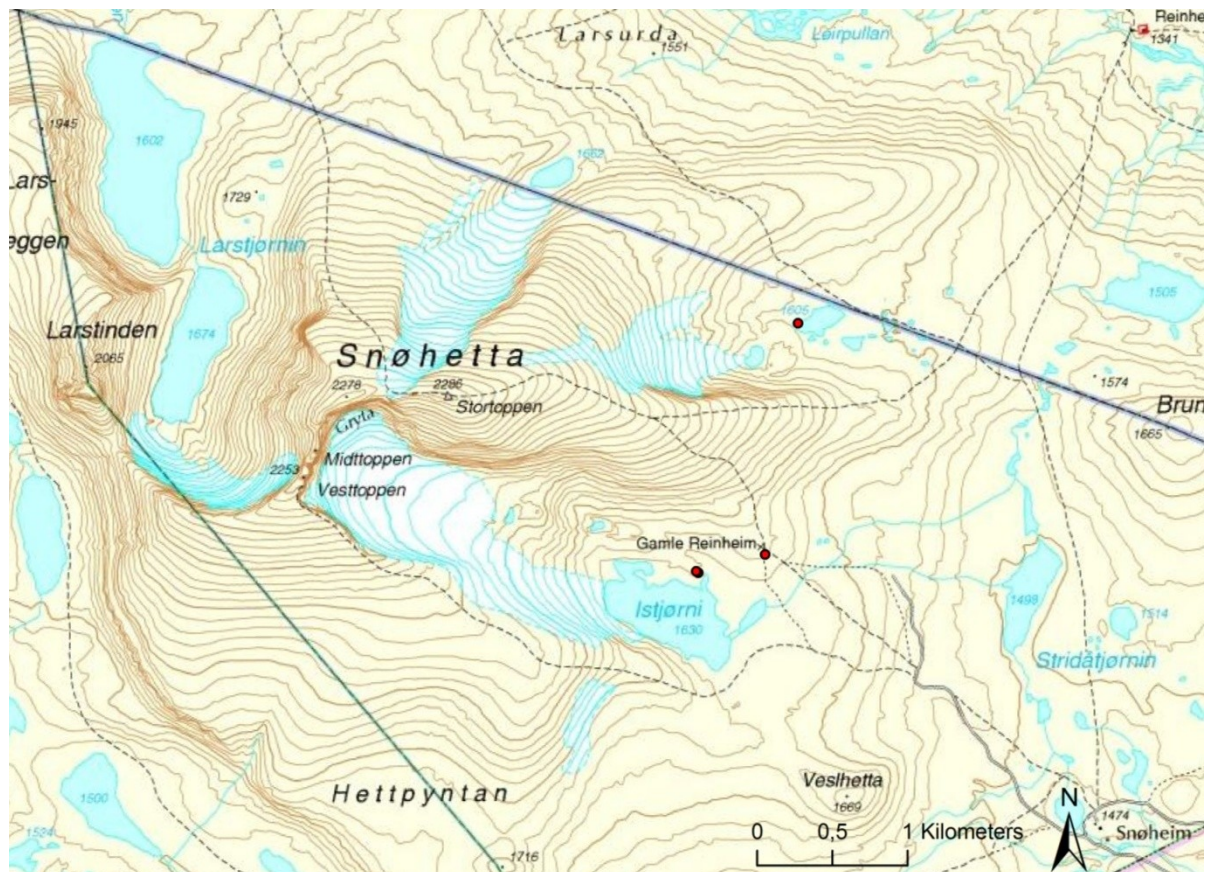
Lokaliteter undersøkt i felt

Feltarbeid ble gjennomført på grunnlag av interessante observasjoner gjort på ortofoto i Norgebilder som har blitt brukt som verktøy for å få oversikt over studieområdet. Feltarbeid ble som nevnt i kapittel 4.1 gjennomført i to feltsesonger, og har vært utgangspunktet for en beskrivelse av de undersøkte iskjernemorenene og steinbreen. Lokalitetene er valgt på grunnlag av antakelser om at de er, eller en gang var iskjernemorener og dermed knyttet til eksistens av permafrost.

5.1.1 Snøhetta

Rundt Snøhetta ligger det tre små breer, på sør-, øst- og nordsiden av fjellet. I figur 21 er området vist i N50 kart. Foran alle breene er det store moreneavsetninger, og disse moreneavsetningene er beskrevet som iskjernemorener i *Atlas over breer i Norge* (Østrem, 1988). Moreneavsetningene foran den søndre og den østre breen ble

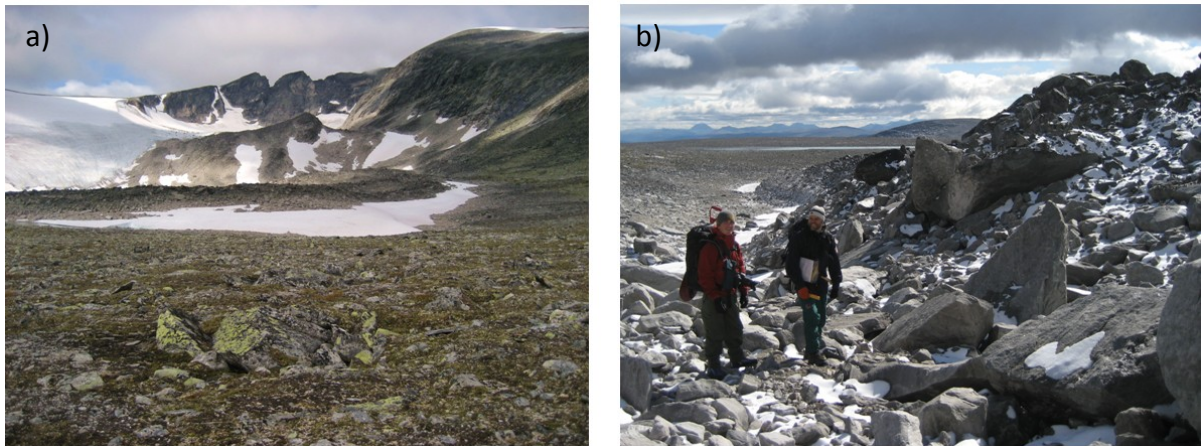
undersøkt under feltarbeid i august 2008 og august 2009. Den søndre isbreen er den største, og ligger i *Gryta*, en stor botn som brer seg mellom *Stortoppen* og *Vesttoppen* og fram til *Istjørni*. Figur 22a og 22b viser bilder av deler av de ytterste moreneavsetningene foran den søndre breen. I figur 22b ser en at "frontdelen" av moreneavsetningen er relativt bratt og stabil, noe som kan være en god indikasjon på at det er iskjerne under materialdekket.



Figur 21: N50-kart hentet fra Norgesglasset over Snøhetta. Snøheim er nederst til høyre i kartet. På kartet er det tre røde prikker, og disse markerer plasseringen av temperaturloggere (kapittel 4.1.1) foran den søndre og østre breen.

På den søndre breen er det store mengder ras- og morenemateriale som dukker fram i ablasjonsområdet, og stedvis forsvinner breisen under dette materialet. Observasjoner på breen tyder på at det er to brestrømmer, en østre og vestre, hvor den østre forsvinner under et dekke av morenemateriale på den midtre del av breen, mens den vestre går helt ned mot Istjørni. Bildet i figur 23a viser grensen mellom de to brestrømmene, og ras-/morenemateriale som ligger på breoverflaten. Bildet i figur 23b viser en moreneavsetning fra den østre brestrømmen, hvor et nylig ras har blottet iskjernen under morenematerialet. De ytterste moreneavsetningene foran *breen i Gryta*

omkranser delvis Istjørni, og ligger rett i overkant av ca 1630 m.o.h. De øverste sidemorenene/moreneavsetningene, som stammer fra den østre brestrømmen, ligger på ca 1800-1850 m.o.h.



Figur 22 a, b: a) Bilde tatt i august 2009 av den søndre breen og de ytre moreneavsetningene på Snøhetta. Istjørni ligger til venstre, utenfor bildekanten. b) Bilde tatt i september 2006 av den ytre morenen sett mot sørøst. Yttersiden av morenen ser ut til å være en relativt bratt og stabil. Målestokk: Jakob Fjellanger og Jon Endre Hausberg. Foto: Asgeir Vagnildhaug



Figur 23 a, b: a) Bilde fra den midte delen av breen i Gryta. Mye grovt ras-/morenemateriale følger den østre brestrømmen som forsvinner under de store moreneavsetningene til venstre i bildet. b) Bildet viser en moreneavsetning/sidemorene. En rød pil markerer et område hvor iskjernen i morenen er i dagen. Foto: Jon Endre Hausberg

Bildene i figur 22 og 23 viser at det er svært grovt materiale på moreneavsetningen. Overflaterelieffet på morenen varierte, og enkelte steder var det groper og forsenkninger. Mye stor blokk og kantete blokk (0,5-2 meter i diameter) var stablet sammen, og utgjorde de øverste meterne av morenematerialet.

Den østre breen ligger også i en dyp botn, men er mye mindre enn den søndre breen. Bildet i figur 24 viser moreneavsetningene sett fra oversiden av breen, og her ser en at



Figur 24: Bilde tatt på oversiden av den østre breen på Snøhetta. Det er ingen godt synlige tegn på at isbreen frakter med seg noe særlig med morenemateriale. Moreneavsetningen foran brefronten er massiv, og fronten er mellom 10 og 15 meter høy. Foto: Asgeir Vagnildhaug

morenedekket virker massivt og at det ikke er isolerte morenerygger som en vanligvis ser foran tempererte isbreer. Observasjoner på lokaliteten gjort i felt syntet at det var et meget uryddig terreng på morenen, med mange groper og forsenkninger. Dette kan tyde på at breisen i

moreneavsetningen er i ferd med å smelte bort i deler av morenen, og smeltevannet som ligger i en forsenkning i "*brerandssonen*" kan være en indikasjon på det samme. I front er morenen mellom 10 og 15 meter høy, og overflaten av morenen består av svært grovt materiale (>0,5 meter i diameter). Imidlertid er det ingen tegn på overflaten av isbreen på at den frakter med seg spesielt mye ras-/morenemateriale, noe som vitner om at morenen ikke vil vokse mye med dagens utvikling av denne breen. Moreneavsetningen ligger på ca 1615-1650 m.o.h.

5.1.2 Styggeholet

Lokaliteten ligger ca 3-4 km nordvest for fjellet Storskrymtan (1985 m.o.h.), og ligger foran en botnbre under fjellet *Storkollen* (1901 m.o.h.). Selve botnen kalles *Styggeholet*, og navnene går også fram av kartet i figur 26. Storskrymtan er grensefjell mellom Sør-Trøndelag, Møre og Romsdal og Oppland fylker, og bildet i figur 25 viser Storskrymtan med *Istjønna* i



Figur 25: Bilde av Storskrymtan (til høyre), Drugshøi (i midten) og Vesleskrymtan (til venstre). I forgrunnen ligger Istjønna. Foto: Asgeir Vagnildhaug

forgrunnen og *Drugshøi* (1957 m.o.h.) i bakgrunnen. Moreneavsetningen foran den lille botnbreen i Styggeholet er svært stor, og formen minner i stor grad om en steinbre.



Figur 26: N50-kart hentet fra Norgesglasset over lokaliteten Styggeholet. Nord for fjellet Storkollen (ca midt på kartet) ligger botnbreen og moreneavsetningen som er beskrevet. De røde prikkene markerer plasseringen til temperaturloggere (kapittel 4.1.1) på moreneavsetningen.

Lokaliteten er markert i et kart som viser utbredelsen av steinbreer i Skandinavia i en artikkel av Sollid & Sørbel (1992), og som tidligere nevnt utgjør et eksempel på definisjonen av en steinbre i Berthling (submitted).

Morenen ligger på mellom ca 1480 og 1550 m.o.h., og fronten er ca 20-25 meter høy. Fronten er bratt, og bildet i figur 27 viser at det nylig har rast ut materiale, noe som tyder på at fronten er aktiv. På bildet ser en også dimensjonen på morenefronten, hvor en feltassistent står foran som målestokk. Observasjoner i felt har vist at det er svært grovt materiale på overflaten av morenen, og at botnbreen frakter med seg mye ras-/morenemateriale (figur 28 a, b). Botnbreen forsvinner inn i morenemateriale, og akkurat i dette området er det større variasjon i størrelsen på steinene. På overflaten av

selve morenen er det stort sett blokker som er ca 0,5-1 meter i diameter, og på bildet av fronten av moreneavsetningen (som kan ses på som et tverrsnitt), ser en at de øverste 3-4 meterne består av grove blokker og at det er noe mer variasjon i kornstørrelse under dette.



Figur 27: Bildet viser fronten på moreneavsetningen på Storskrymtan-lokaliteten. På bildet markerer den røde pilen en person, og høyden på fronten er estimert til å være ca 20-25 meter. Skråningsprosesser viser at fronten er aktiv. Foto: Asgeir Vagnildhaug.



Figur 28 a, b: a) Bilde tatt inn mot botnbreen. Ras- og morenemateriale dukker opp i ablasjonsområdet på breen. b) Bilde av området ved brefronten som viser at breen forsvinner inn under morenemateriale. På bildet er det en haug av morenemateriale som er ca fem meter høy, som en slags "dirt cone". Foto: Asgeir Vagnildhaug

Overflaterelieffet på den massive morenen i Styggeholet er preget av tversgående rygger som er buet. Slike rygger er vanlige på steinbreer, og indikerer bevegelse av materialet som *compressive flow* (Barch, 1996). Bildet i figur 29 viser tydelig disse ryggene på morenen. I bildet ser en også en markant morenerygg som ligger innerst på avsetningen, og en hypotese kan være at denne stammer fra den lille istid, jfr. funn av store kartlav i området utenfor ryggen (se neste side).

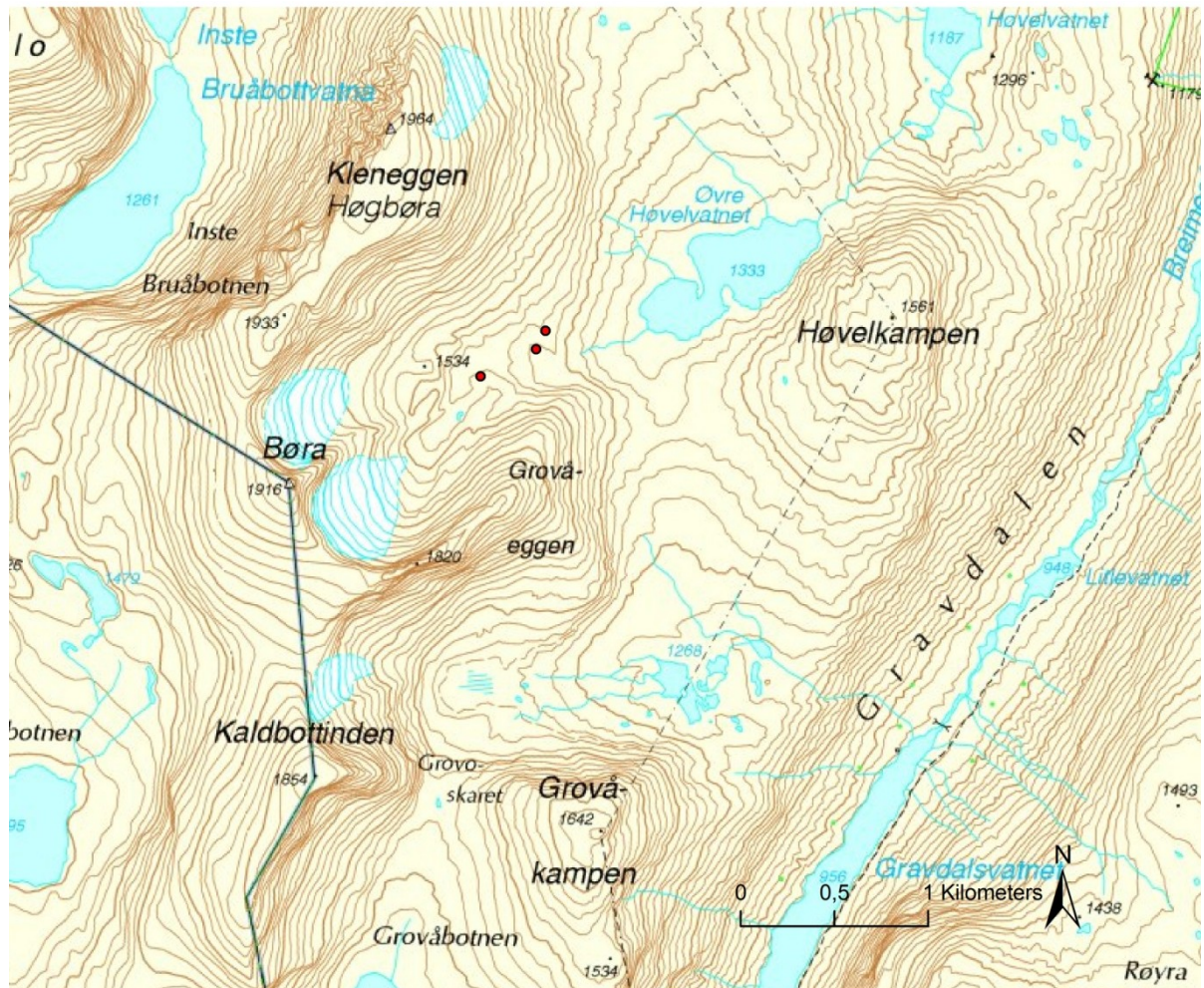
Observasjoner gjort under feltarbeid avdekket også at det er godt utviklede kartlav på ytre deler av moreneavsetningen. Enkelte kartlav er over 15 cm i diameter, og dette er interessant i forhold til alderen på moreneavsetningen. Ved å sammenlikne med dateringskurven som Erikstad & Sollid (1986) har funnet for utvalgte morener i Sør-Norge, hvor kartlav på morener fra 1750 er mellom ti og tolv cm i diameter, er det grunn til å tro at deler av moreneavsetningen i Styggeholet er eldre enn dette.



Figur 29: Bilde tatt av moreneavsetningen i Styggeholet. Moreneavsetningen er stor, og sammenhengende rygger på overflaten tyder på at morenematerialet er/har vært i bevegelse. Bildet er tatt fra høydedraget mellom Styggeholet og Istjønna. Foto: Asgeir Vagnildhaug

5.1.3 Kleinegga

Lokaliteten ligger mellom Eikesdalen og Romsdalen, og kartet i figur 2 (kapittel 2) viser plasseringen i forhold til de ovennevnte lokalitetene. På denne lokaliteten er det tilsvarende store moreneavsetninger som ligger foran to små botnbreer, under toppen *Børa* (1917 m.o.h.) og *Kleinegga* (1964 m.o.h.). Kartet i figur 30 viser lokaliteten og området rundt, og bildet i figur 31 viser toppen *Børa* omkranset av de to botnbreene sett fra Øvre Høvelvatnet.



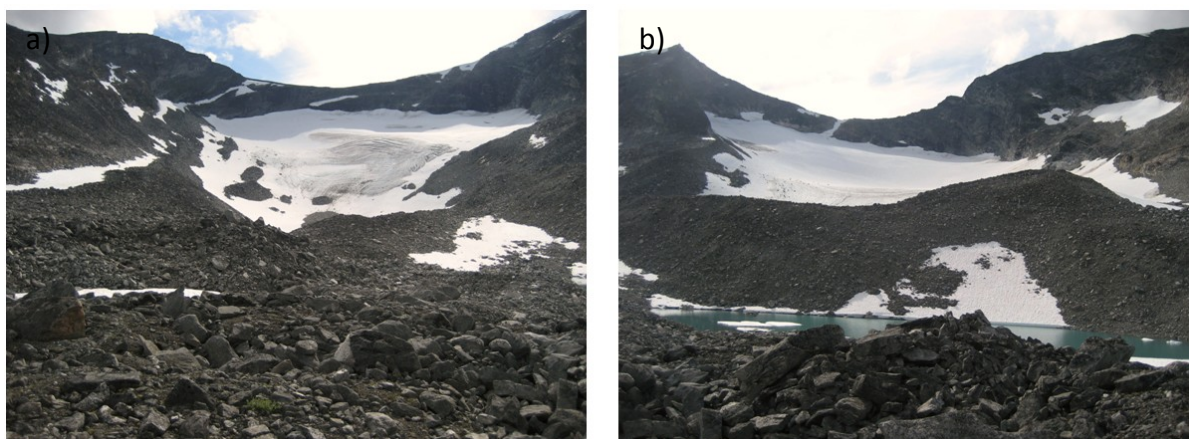
Figur 30: N50-kart hentet fra Norgesglasset over lokaliteten Kleinegga. Selve fjellet Kleinegga ligger like nord for lokaliteten med moreneavsetningen. Moreneavsetningen ligger mellom Øvre Høvelvatnet og de to isbreene som ligger nordøst for toppen Børa, ca midt på kartet. Her er det også røde prikker, og disse markerer plasseringen til temperaturloggere (kapittel 4.1.1) på lokaliteten.

Det ble gjort mest undersøkelser og observasjoner på moreneavsetningen foran den østre breen, og det er denne som minner mest om en iskjernemorene og/eller steinbre-aktig landform. Morenen har ikke like høy og bratt front som lokalitetene rundt Snøhetta og lokaliteten i Styggeholet, og et estimat basert på felt- og flyfotoobservasjoner er at fronten er ca ti meter høy. Bildet i figur 32a viser overflaten på moreneavsetningen, og her er det et uryddig terreng med groper og hauger. Dette minner om et dødisterreng, en indikasjon på at is i og under morenedekket er smeltet. På morenen var det stort sett blokk i størrelsen 0,5-1 meter i diameter, i likhet med de andre lokalitetene. Moreneavsetningen ligger på ca 1440 m.o.h. ved fronten, og går opp til ca 1500-1520 m.o.h. ved fronten av botnbreen.



Figur 31: Bilde av de to isbreene ved Kleinegga, som er ryggen til høyre i bildet, og Børa som er toppen mellom de to breene. I forgrunnen av bildet er veileder Leif Sørbel og stipendiat Karianne S. Lilleøren ved Øvre Høvelvatnet på vei opp til lokaliteten. Bildet er tatt mot sørvest. Foto: Asgeir Vagnildhaug

Det ligger også store moreneavsetninger foran den vestre breen, men det er usikkert om store deler av dette er berggrunn. Hvis det ikke er berggrunn, er det en svært stor morene, med en bratt front som er ca 40-50 meter høy. Det ser ut til at eggen som skiller de to breene fra hverandre fortsetter foran fronten på den vestre breen, og at den dermed danner en terskel som morenemateriale fra breen avsettes på. Den bratte fronten/skråningen foran den vestre breen er vist i bildet i figur 32b.

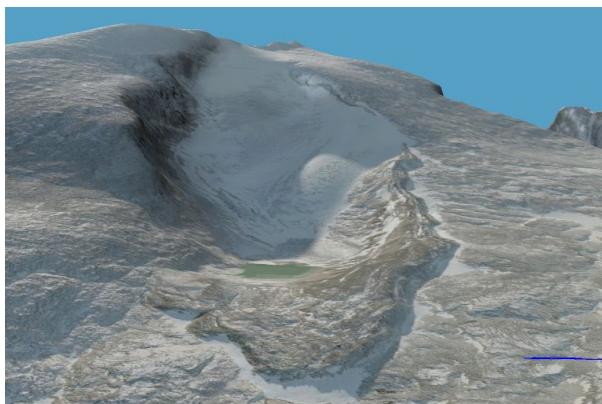


Figur 32 a, b: a) Bilde tatt fra toppen av fronten av moreneavsetningen og inn mot den østre breen på Kleinegga-lokaliteten. Bildet viser at det er et uryddig terreng med mange groper og hauger. b) Bildet viser den vestre breen og den bratte fronten eller skråningen som ligger foran breen. Det er usikkert om det er berggrunn som ligger og stabiliserer moreneavsetningen, eller om den kun består av is og morenemateriale. Foto: Asgeir Vagnildhaug

Observasjoner av lokaliteten gjort på flyfoto viste at det er flutes foran brefronten på den vestre breen – hvilket er interessant i forhold til isbreens termale regime knyttet til moreneavsetningene. Dette beskrives nærmere i kapittel 5.2.

5.1.4 Andre store moreneavsetninger i studieområdet

I tillegg til de nevnte iskjernemorener og steinbreer som ligger på de undersøkte lokalitetene, er det gjort observasjoner på flyfoto (ortofoto), via Norgebilder og *Norgei3d* (Norkart, 2009), i Dovrefjell-regionen som tyder på at det finnes flere moreneavsetninger som er, eller har vært knyttet til permafrost.



Figur 33: Bilde av en iskjernemorene foran den nordre breen på Snøhetta. Bildet er hentet fra Norgei3d.no (Norkart, 2009).

Blant annet ligger det store moreneavsetninger foran den nordre breen på Snøhetta, som ligger på ca 1600-1860 m.o.h. Det er en klart definert og spiss sidemorene som går opp langs vestsiden av breen, og altså helt opp til ca 1860 m.o.h. Bildet (figur 33) av den nordre breen og moreneavsetningen viser også at fronten er relativt bratt, og at det er

et massivt dekke med morenemateriale. Dette er indikasjoner på at morenematerialet er stabilt, og at det derfor kan være permafrost på denne lokaliteten.

Under toppen av Svånåtind ligger det to botnbreer som også er undersøkt på flyfoto. Disse vender begge nordøstover, og det ligger en god del morenemateriale foran breene. På den søndre breen strekker moreneavsetningen seg fra ca 1510-1670 m.o.h., og på den nordre fra ca 1530-1700 m.o.h. Observasjoner på Norgei3d viser at moreneavsetningene foran breene ikke har samme mektighet som de rundt Snøhetta, og det er derfor ikke grunn til å tro at de inneholder is. Observasjoner av overflateformen og utbredelsen til grovt materiale i moreneavsetningene kan imidlertid tyde på at de en gang var aktive iskjernemorener.

5.2 Spesielle observasjoner

I beskrivelsen av lokalitetene det er gjort undersøkelser på, er også enkelte spesielle observasjoner beskrevet. I det følgende blir dette utredet i større grad, og ytterligere observasjoner beskrevet.

Overflaterelieff og tegn på nedsmelting

Observasjoner på lokaliteten ved Kleinegga gav en god indikasjon på at is i moreneavsetningen var smeltet bort. Et spesielt uryddig terreng på moreneoverflaten, med flere runde groper som var 5-7 meter dype (kapittel 4.1), var typisk på moreneavsetningen foran den østre breen.

Også på moreneavsetningene foran den søndre og østre breen på Snøhetta var det visuelle inntrykket under feltarbeid at det delvis er dødsterreng. Sammenliknet med bilder av moreneavsetningen foran den nordre breen på Snøhetta (figur 33 og 34), er det tydelig forskjell på overflatemorfologien/relieffet. Moreneavsetningen foran den nordre breen på Snøhetta har likhetstrekk med den omtalte iskjernemorenen ved Slaknosa på Svalbard (figur 15a), som er beskrevet som stabil og typisk iskjernemorene. Den søndre og østre avsetningen er imidlertid mer lik iskjernemorenen ved Vegbreen, figur 15b, som var et eksempel på en iskjernemorene som var i ferd med å smelte.

Sammenliknet med observasjoner på Kleinegga var imidlertid moreneavsetningene ved Snøhetta mer stabile, og spesielt frontområdene virket massive.



Figur 34: Bilde av den nordre moreneavsetningen på Snøhetta. Bildet er tatt like vest for Stortoppen, under en ekskursjon i 2006. Sammenliknet med de andre moreneavsetningene rundt Snøhetta, og i studieområdet for øvrig, er det få tegn på det uryddige og dødisaktige terrenget som er vanlig på iskjernemorener som er i ferd med å smelte. Foto: Asgeir Vagnildhaug

På lokaliteten i Styggeholet var det også et spesielt uryddig terreng på moreneavsetningen. Imidlertid var det her en tydelig sammenheng i overflatestrukturen, i motsetning til de andre undersøkte moreneavsetningene. Tversgående rygger og forsenkninger indikerte bevegelse av moreneavsetningen, noe som er typisk for steinbreer. Bildet i figur 29 viser tydelig disse nevnte ryggene og rillene som går på tvers i krumme buer. På bildet ser en også tydelig at den østre delen av moreneavsetningen er delvis smeltet ned der hvor morenen går ned i den lille tjønna. De sammenhengende ryggene og rillene krummer ekstra nettopp her, og følger bevegelsen til moreneavsetningen.

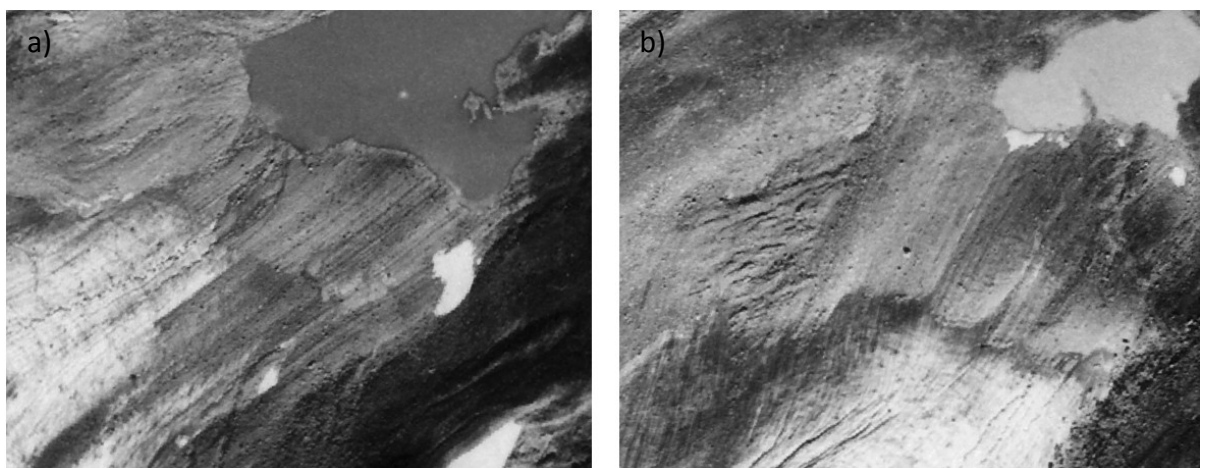
Flutes i brerandssonen

Flutes ble funnet i brerandssonen på den vestre breen ved Kleinegga (se ortofoto i figur 20), og foran breen i Gryta på Snøhetta. Bildet i figur 35 viser spesielt godt flutes foran

breen i Gryta, da det delvis ligger snø i rillene. Flutes tyder på bevegelse langs sålen under isbreene, og tyder på at breene var på trykksmeltepunktet i dannelsesøyeblikket. Det er også tydelige flutes foran Svånåbreen (figur 36).



Figur 35: Bildet viser flutes i brerandssonen foran den søndre breen på Snøhetta. Nysnø som har samlet seg i de langsgående rillene gjør det lettere å se morfologien. Bildet er hentet fra Norgei3d.



Figur 36 a, b: Flyfoto fra 1963. I brerandssonen foran Svånåbreen er det klare tegn til flutes. Det innebærer at breene er eller har vært på trykksmeltepunktet når flutes ble dannet. Den søndre breen til venstre (a) og den nordre breen til høyre (b). Flyfoto: Widerøe flyveselskap AS.

5.3 Temperaturmålinger

Temperaturmålinger med miniloggere er gjort på eller i nærheten av moreneavsetningene som er undersøkt gjennom feltarbeid. Informasjon om plasseringene til miniloggerne er vist i tabell 3 (kapittel 4.1.1). Samtlige miniloggere har målt i over 1 år.

Resultatet fra målingene på Kleinegga-lokaliteten er vist i tabell 7.

Årsmiddeltemperaturen er vist enten for målinger på bakkeoverflaten (MAGST) eller i luft (MAAT). Enkelte loggere har to sensorer, og har derfor målt på to steder. Ved utplassering av miniloggerne ble sensorene skjult, slik at de ikke ble eksponert for direkte sollys (jfr. kapittel 4.1.1). Dette ble også nøye undersøkt og vurdert ved innhenting av miniloggerne, og noen steder hadde steiner fra oppmurte varder falt ned og dermed eksponert sensoren for sollys. Andre steder hadde smelte vann vasket bort jord/grus, og dermed eksponert nedgravde miniloggere. For Kleinegga-lokaliteten gjelder dette logger K1 (MAAT) og logger K2 (MAAT og MAGST). Bildet i figur 37 viser hvordan både sensoren som sitter på kabelen og sensoren på selve miniloggeren (K2) har blitt eksponert. K2 var den eneste loggeren som var på selve morenen, og det er selvsagt synd at det ikke ble målt som ønsket. Uavhengig av soleksposering viser temperaturdata fra K2 at det må være et termalt avvik fra bakkeoverflaten på ca en halv grad dersom det skal være permafrost i bakken.

Tabell 7: Tabellen viser gjennomsnittstemperaturen (MAGST og MAAT) for målingene gjort på Kleinegga-lokaliteten. I tillegg er det en korrelasjonskoeffisient (R^2) med den nærmeste meteorologiske stasjonen; Kjøremsgrende i Lesja kommune, Oppland. Mer informasjon om miniloggere finnes i tabell 3 (kapittel 4.1.1).

Logger	K1	K2	K3
M.o.h.	1433	1476	1424
MAGST (°C)	0,79	0,43	1,94
MAAT (°C)	0,25	0,11	-
R^2	AT 0,92 GST 0,89	AT 0,92 GST 0,88	0,72

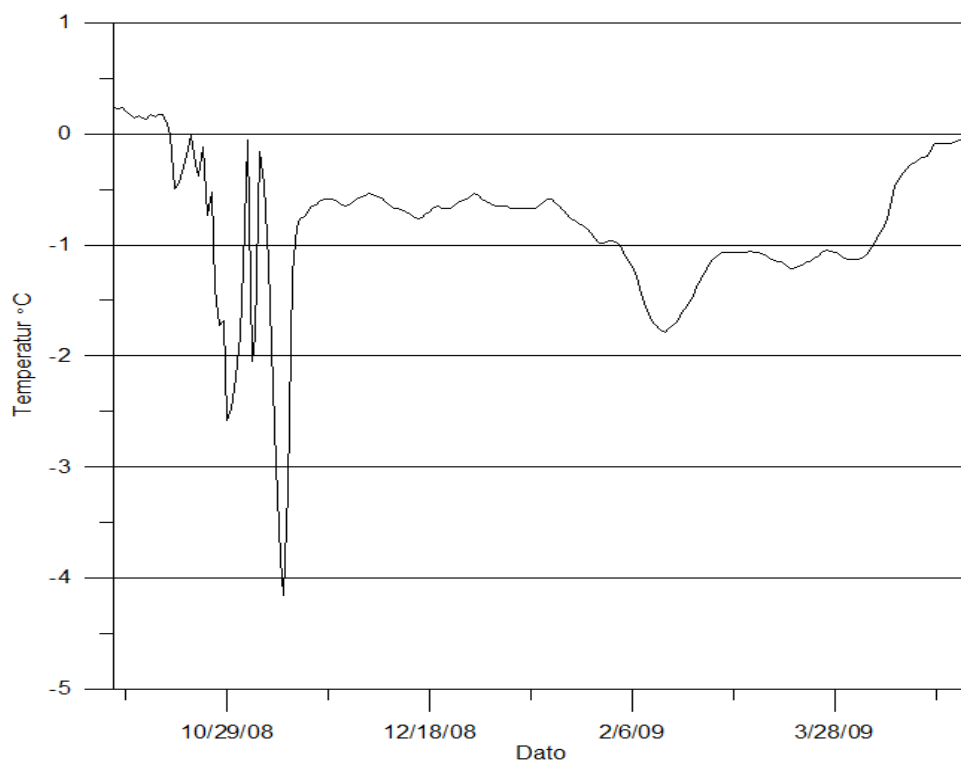
Logger K3 var plassert i et typisk snøleie foran den østre moreneavsetningen, og fra tabellen leser en at MAGST er 1,94 °C. Temperaturvariasjoner for K3 i perioden oktober 2008 til mai 2009 er vist som en graf i figur 38, og dette viser at temperaturen er relativt stabil på ca -1 °C i hele mars. Det er ukjent hvor dypt snødekke er akkurat her, men vurderinger i felt tilsa at det skulle være tilstrekkelig for å kunne få en BTS måling. Videre viser dataene at temperaturen er såpass stabil utover vinteren, at det kan tolkes som om at snødekket er dypt nok. Jfr.



Figur 37: Bildet viser hvordan både sensor som sitter ytterst på kabel (øverst) og sensoren som sitter på selve miniloggeren har blitt eksponert. Markert med rød pil.

klassifisering av temperaturer i

BTS-metoden (kapittel 4.1.1) er det lite sannsynlig at det er permafrost ved K3.

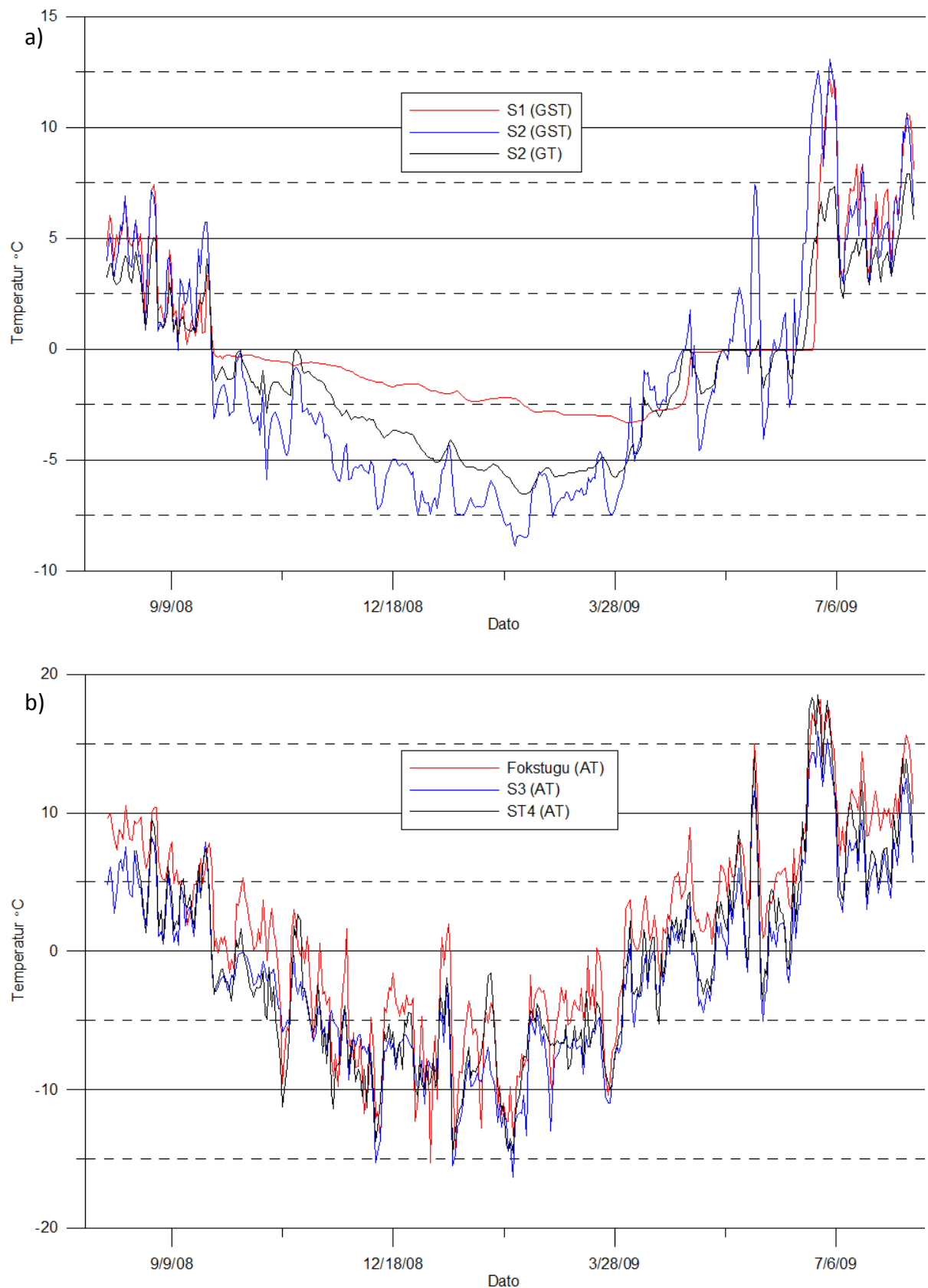


Figur 38: Graf som viser den målte døgn-middeltemperaturen i perioden oktober 2008-mai 2009 for minilogger K3 ved Kleinegga. Miniloggeren har ligget i et snøleie, og grafen viser at temperaturen er relativt stabil utover vinteren, og at den ligger på ca -1 °C i hele mars. Som en BTS verdi innebærer dette at det ikke er permafrost her.

Resultatene fra temperaturmålingene gjort rundt Snøhetta er vist i tabell 8. S1, S2 er temperaturdata fra den søndre moreneavsetningen, og S4 er fra den østre. S3 er en måling fra et høydedrag mellom de to moreneavsetningene, ved Gamle Reinheim. Som det går fram av tabell 3 (kapittel 4.1.1) har S1 vært plassert i et snøleie på morenen. Årsmiddeltemperaturen er mye lavere enn for K3 (Kleinegga), men allikevel i overkant av 0 °C. I figur 39a er døgnmiddeltemperaturen fra august 2008 til august 2009 vist for både S1 og S2. S2 måler både GST (-2 cm) og GT (-100 cm), og er vist med hhv. blå og svart farge i figuren. Temperaturen for S1 synker jevnt fra ca 15. nov. 08 til 1. apr. 09, og stabiliserer seg ikke på samme måte som K3, som også ligger i et snøleie. Snøpakken over S1 er isoterm ved 0 °C fra ca 5. mai til 25. juni, noe som tyder på at det har vært en god del snø i denne forsøkningsperioden på morenen. En BTS måling for S1 i midten av mars ville gitt en temperatur på ca -3 °C, sannsynlig permafrost. Temperatur målt på S2 er mye mer variabel, og er i stor grad preget av svingninger i lufttemperaturen (korrelasjonskoeffisient på 0,93 med Fokstugu for GST). GT er noe dempet, og er de siste 14 dagene i mai isoterm ved 0 °C – noe som er en indikasjon på snø. Det er imidlertid stor forskjell på S1 og S2, og dette skyldes nok i hovedsak tykkelsen på snødekket.

Tabell 8: Tabellen viser gjennomsnittstemperaturen (MAGST, MAAT og MAGT) for målingene gjort ved Snøhetta. I tillegg er det en korrelasjonskoeffisient (R^2) med den nærmeste meteorologiske stasjonen; Fokstugu i Dovre kommune, Oppland. Mer informasjon om miniloggere finnes i tabell 3.

Logger	S1	S2	S3	S4
M.o.h.	1650	1651	1664	1644
MAGST (°C)	0,24	-1,41	-0,09	-1,60
MAAT	-	-	-1,64	-
MAGT	-	-1,25	-	-1,48
R^2	0,75	GST 0,93 GT 0,88	GST 0,91 AT 0,96	GST 0,91 GT 0,86



Figur 39 a, b: a) Døgnmiddel temperatur fra august 2008 til august 2009 på moreneavsetningen foran den søndre breen på Snøhetta. S1 er en minilogger som er plassert på bakkeoverflaten i et snøleie, og er mindre påvirket av lufttemperaturen enn S2. b) Døgnmiddel lufttemperatur i perioden august 2008-august 2009 fra S3 (Gamle Reinheim), ST4 (Styggeholet) og Fokstugu. Dataene har en korrelasjonskoeffisient på 0,96, og grafene viser at det også er godt samsvar i variasjonene (sett med tanke på høydeforskjellen). Dette gir en god indikasjon på at S3 og ST4 har målt lufttemperatur.

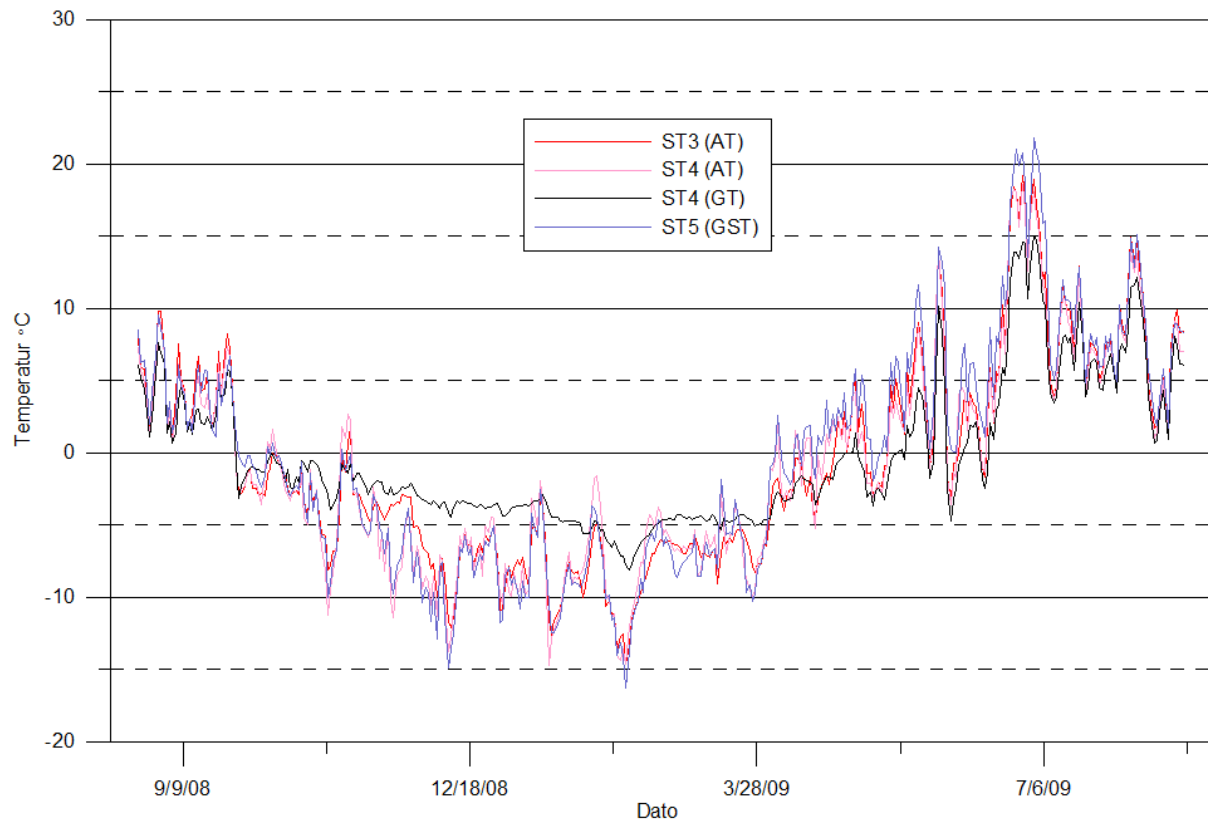
S3 er den eneste målingen som har lufttemperatur ved Snøhetta. I tabell 8 er det vist til at det er en korrelasjonskoeffisient på 0,96 med Fokstugu for lufttemperaturen ved Gamle Reinheim, og diagrammet figur 39b illustrerer også dette. S3 har også målt bakkeoverflatetemperaturen, og snødekket kan ikke ha vært større enn maksimalt 20-30 cm her (varden som målte lufttemperaturen var ca 30 cm høy). MAGST på under 0 °C tyder på at det er permafrost ved S3. S2 og S4 er begge plassert på moreneavsetninger med mye grov blokk (henholdsvis søndre og østre moreneavsetning), hvor GST og GT er målt på samme måte. GST er altså toppen av morenedekket (blokkmarken) og GT er for begge ca en meter ned i mellom blokkene. Sammenliknet med GST for S1 og S3 er middelverdiene ca 1,5 °C lavere på toppen av blokkmarken.

Temperaturdata fra Styggeholet (ST) er vist i tabell 9. ST 1 og ST 2 har målt bakketemperaturen i snøleie, spesielt gjelder dette ST1. Dataene har vist at temperaturen låg på 0 °C isotherm fra den 30. mai til 15. juli. Temperaturen under snødekket har vært relativt stabil på ca -4 °C i hele februar og mars, og en oppvarmingsfase av snødekket har startet ca 1. april. BTS på -4 °C, og en MAGST på -0,93 °C taler for at det her er permafrost. ST1 var plassert rett utenfor fronten på moreneavsetningen på lokaliteten. ST2 har en BTS på ca -5 °C i hele mars, men noe større temperaturvariasjoner. Miniloggeren var plassert i øvre del av skråningen på fronten til moreneavsetningen på lokaliteten, og snødekket var ikke like tykt her som for ST1.

Tabell 9: Tabellen viser gjennomsnittstemperaturen (MAGST, MAAT og MAGT) for målingene gjort i Styggeholet. I tillegg er det en korrelasjonskoeffisient (R^2) med den meteorologiske stasjonen Fokstugu i Dovre kommune, Oppland. Mer informasjon om miniloggere finnes i tabell 3.

Logger	ST1	ST2	ST3	ST4	ST5
M.o.h.	1480	1507	1515	1537	1550
MAGST (°C)	-0,94	-0,56	-	-	-0,40
MAAT	-	-	-0,76	-0,93	-
MAGT	-	-	-	-0,30	-
R^2	0,73	0,80	0,95	AT 0,96 GT 0,90	0,96

ST3, ST4 og ST5 er temperaturmålinger som er gjort oppe på selve moreneavsetningen i Styggeholet. Figur 40 viser temperaturdataene som døgnmiddeltemperatur i perioden 24. august 2008 til 24. august 2009. ST4 er også vist i figur 39b sammen med Fokstugu og S3 (Snøhetta). ST3 og ST4 har begge sensorer som måler lufttemperaturen, og en kan se at det er godt samsvar mellom grafene. I figur 40 ser en også at temperaturvariasjonene målt på ST5 er relativt lik målingene på ST3 og ST4, selv om temperaturloggeren har vært plassert på bakkeoverflaten. På ST4 (GT) er det også lagt en sensor ca 70 cm ned mellom blokkene, og i figuren ser en at temperaturen er mye mer stabil og generelt høyere her i vintersesongen. Tidlig på høsten, om våren og på sommeren varierer temperaturen i større grad med lufttemperaturen som er målt, men den følger ikke temperaturtoppene. En avlesning av ST4 (GT) viser at den har vært isoterm ved 0 °C i to døgn i slutten av april, og kan derfor ha vært i kontakt med snø/is. Høyere og mer stabil temperatur gjennom vintersesongen tyder også på at et snødekke har beskyttet denne sensoren mot sterk påvirkning fra kaldere lufttemperatur.

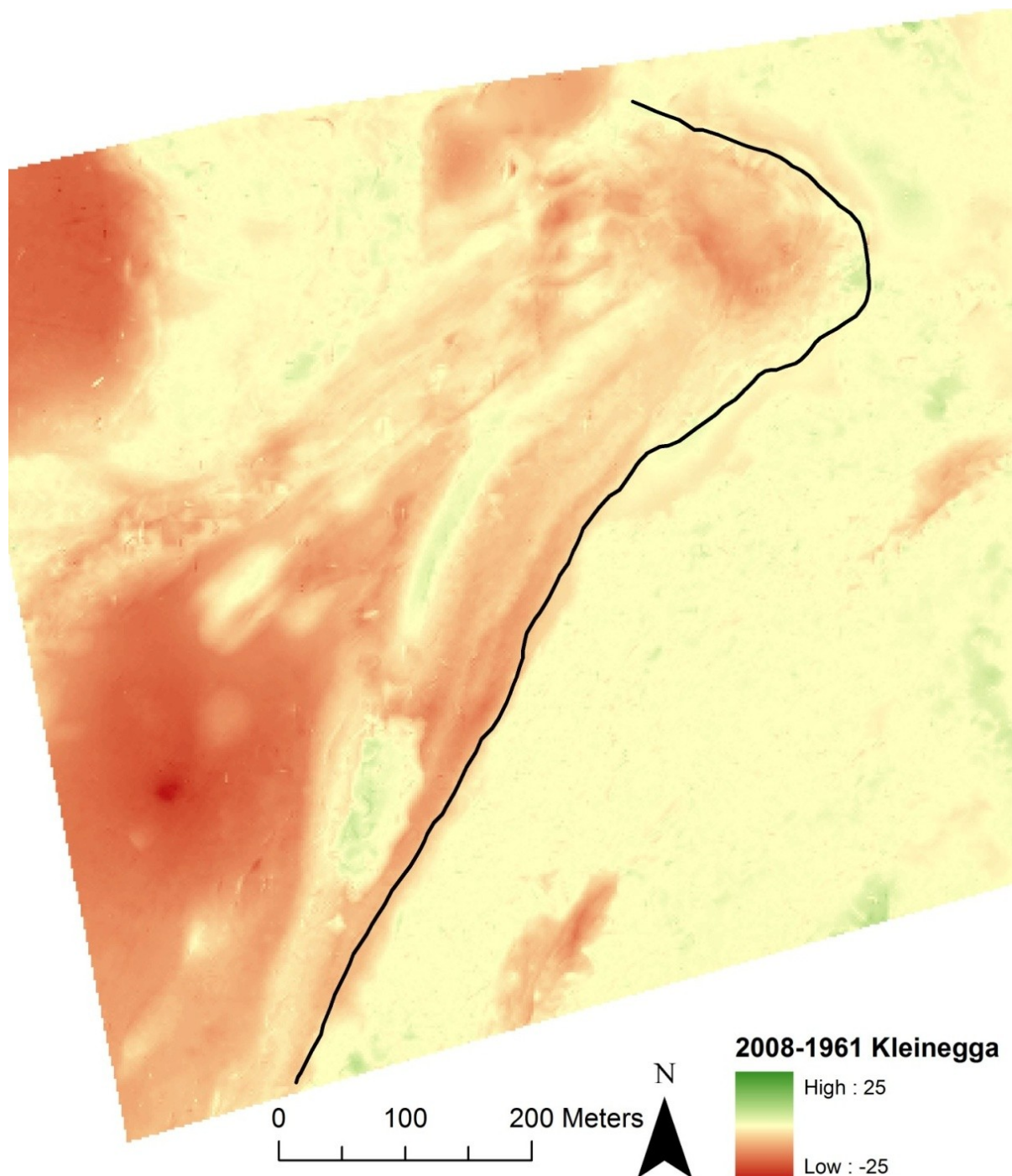


Figur 40: Grafene viser døgnmiddeltemperaturen for fire målinger på moreneavsetningen i Styggeholet i perioden 24. august 2008-24. august 2009. ST3 (AT), ST4 (AT) og ST5 (GST) har tilnærmet like variasjoner i døgnmiddeltemperatur. ST4 (GT) er dempet gjennom vintersesongen i forhold til de andre målingene, noe som tyder på at det har vært et snødekke som har beskyttet sensoren mot kaldere lufttemperaturer. Resten av året har ST4 (GT) som regel målt lavere temperatur enn de andre sensorene.

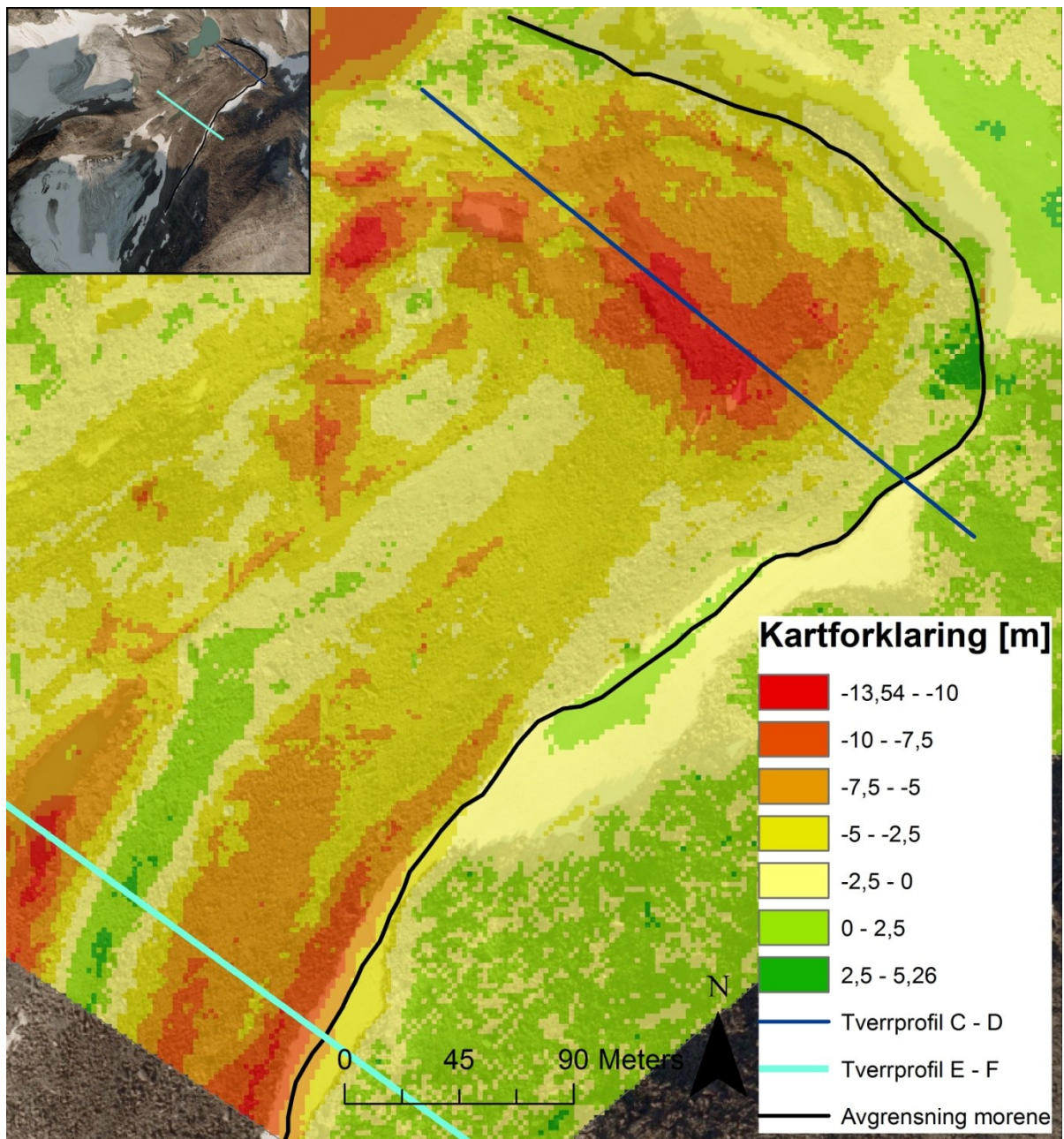
5.4 Resultater fra digital fotogrammetri

Fjernanalyse, da med bruk av flybilder, er benyttet som verktøy for å få en oversikt over studieområdet og for å studere spesielle lokaliteter. I tillegg til observasjoner i felt har som nevnt Norgebilder og Norgei3d vært mye brukt for å få oversikt over lokalitetene. På lokaliteten Kleinegga ble det basert på feltobservasjoner gjort forsøk på å gjennomføre en nøyaktig flyfotoanalyse basert på tilgjengelige data fra 1961 og 2008. Analysen gikk ut på å lage digitale terrengmodeller (DTM), og fremgangsmåten er beskrevet i kapittel 4.2. Flybildene hadde i hovedsak overlapp av den østre moreneavsetningen ved Kleinegga.

Figur 41 viser forskjellen mellom DTM fra 1961 og DTM fra 2008. På figuren er den ytre avgrensningen til den østre moreneavsetningen tegnet inn med svart strek. Figuren viser at terrengoverflaten har blitt lavere på store deler av moreneavsetningen i løpet av perioden 1961-2008. Figuren tar også med deler av botnbreen som ligger i bakkant av moreneavsetningen, og det er her forandringen har vært størst, med en differanse på opptil 25 meter. I figuren er det også tydelig at terrengoverflaten har blitt lavere på fronten av moreneavsetningen. Deler av den vestre botnbreen og brerandssonen til denne er innenfor overlappingsområdet til flybildene, og her ser en også godt at overflaten på botnbreen har blitt lavere i perioden. I brerandssonen er det imidlertid ingen vesentlige høydeforandringer, noe som forsterker hypotesen om at morenematerialet her er avsatt på en fjellterskel.



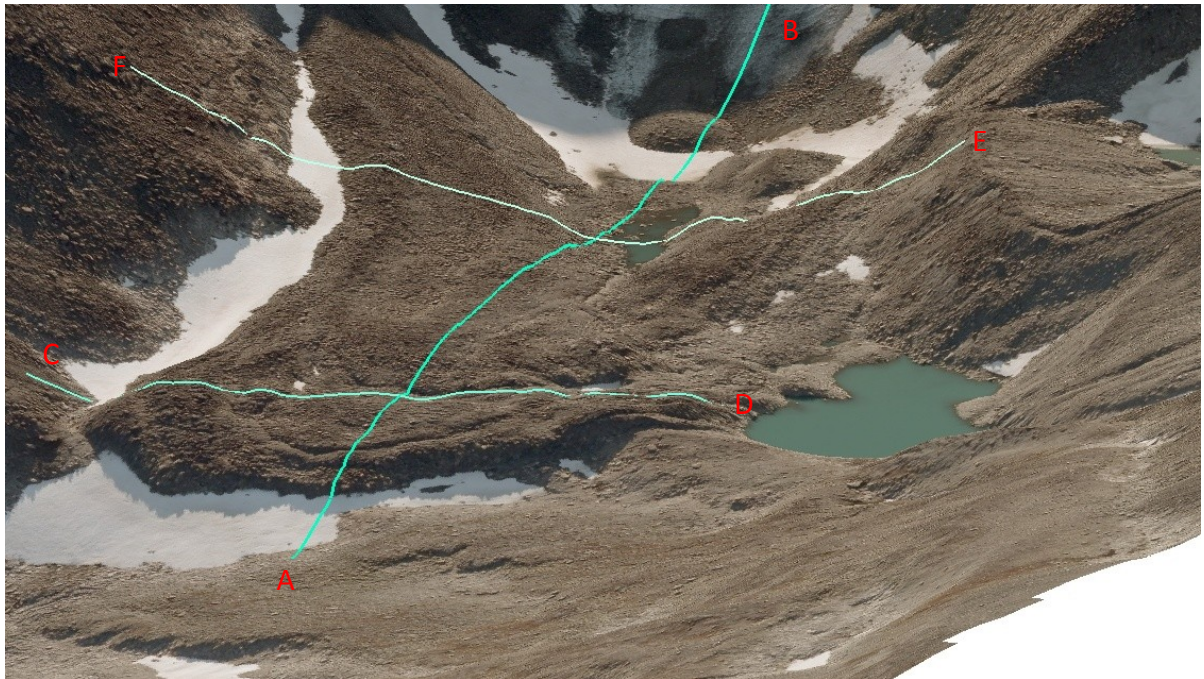
Figur 41: Figuren er et raster som viser forskjellen mellom en DTM fra 1961 og 2008 over Kleinegga-lokaliteten. En svart strek er "digitalisert" inn i figuren, og representerer den ytre avgrensningen av moreneavsetningen. Resultatet viser at terrengoverflaten på store deler av den østre moreneavsetningen har sunket i perioden. I øvre og nedre venstre hjørne ligger botnbreene på lokaliteten.



Figur 42: Kartet viser forskjellen mellom DTM fra 1961 og 2008 i et utsnitt på fronten av morenen ved Kleinegga. Minimumsverdien er her på -13,54 meter, og er den høyeste ekstremverdien på selve morenen ved sammenligning av de to DTM'ene. Videre ser en at det er et område på ca 100 x 60 meter som har sunket ned med over fem meter. Maksverdien i utsnittet er relativt høy, 5,26 meter, og skyldes dårlig matching pga lokal lav detaljeringsgrad på flyfoto fra 1961 i høyre kant av kartet. Den turkise streken som går på tvers av morenen, er det samme som tverrprofilen E-F, og den blå er tverrprofilen C-D, jfr. figur 43.

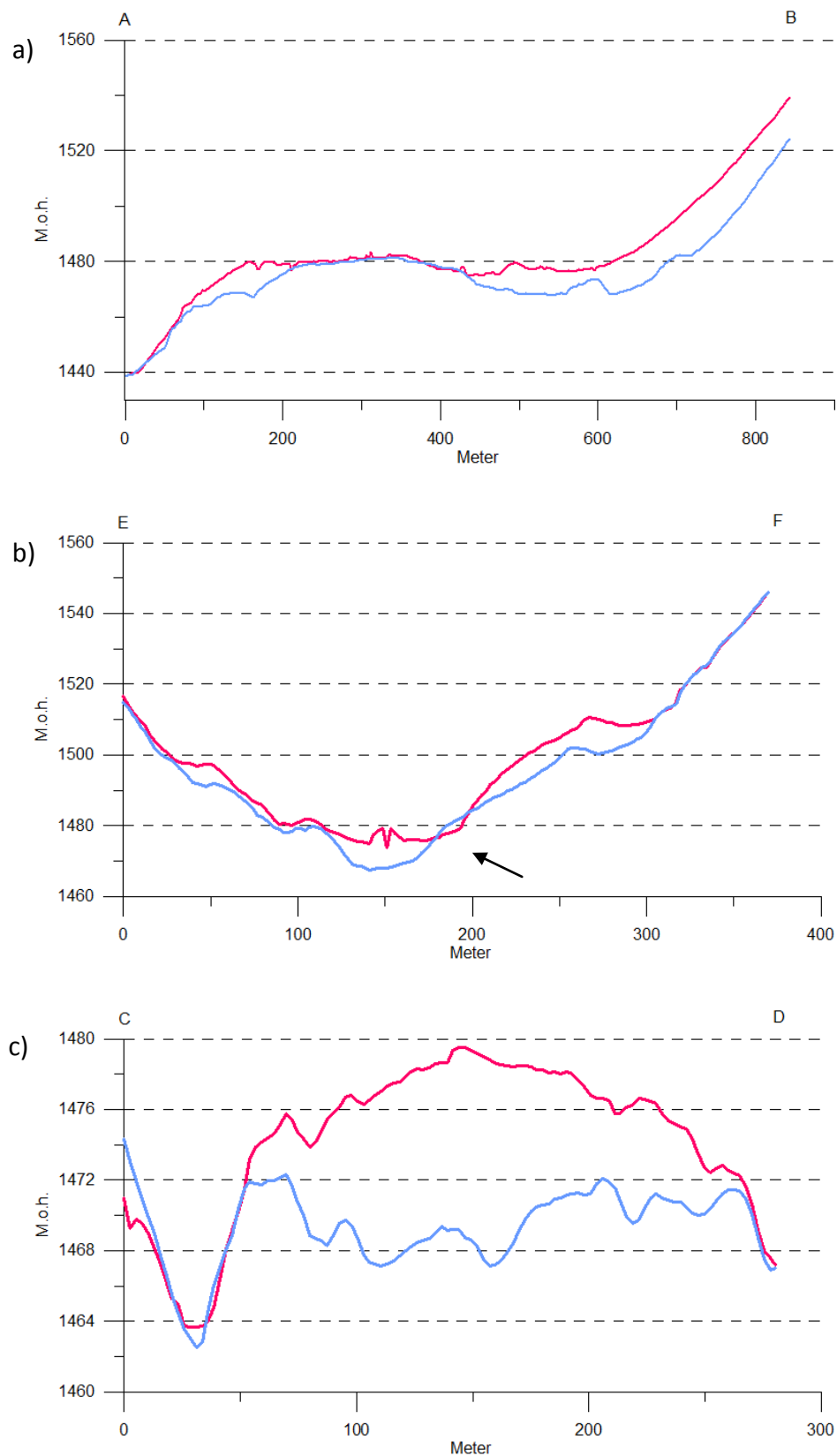
I figur 42 er forskjellen mellom de to DTM i større grad tallfestet, og viser et utsnitt fra de ytterste delene av moreneavsetningen. Et område nær fronten har sunket med opptil 13,5 meter, og store deler har sunket med over fem meter. Figuren viser også at nedsmeltingen har vært mer konsentrert enkelte steder – sporadisk under ti meter. Dette gir en god bekreftelse på de observasjonene som ble gjort i felt, med inntrykk av

en uryddig terrengoverflate som minnet om et dødisterreng. Resultatet fra DTM subtraksjonen er også vist med et lengdeprofil og to tverrprofil. Figur 43 viser hvor disse profilene er tatt, og profilene er vist i figur 44.



Figur 43: Bildet viser den østre morenen på Kleinegga. Bildet er laget av DTM og ortofoto. På bildet er det markert et lengdeprofil (A-B) og to tverrprofil (C-D og E-F).

Figur 44a, lengdeprofilet, viser at overflaten til den ytre og den indre delen av moreneavsetningen har blitt lavere i perioden 1961-2008. Fra ca 200-400 meter i diagrammet har det nesten ikke vært forandringer. I lengdeprofilet ser en at det ikke har vært noen spesiell forflytning av masser ved sig i frontområdet. Dette viser at den lavere terrengoverflaten i dette området ikke har bidratt til høyere terrengoverflate andre steder, og tyder på at det er is i morenematerialet som har smeltet. Figur 44b og 44c er tverrprofil over lokaliteten, og b) viser at det stedvis er ca ti meter lavere terrengoverflate i 2008 sammenliknet med 1961. En pil markerer et sted hvor terrengoverflaten i 2008 er høyere. Profilene viser at det er relativt bratt, spesielt i 1961, noe som kan ha ført til jordsig, og dermed en forflytning og akkumulasjon av materiale på dette stedet. Tverrprofil c) viser at det har blitt lavere terrengoverflate langs hele profilet på moreneavsetningen. Tverrprofilene i 44b og 44c er også markert i figur 42.



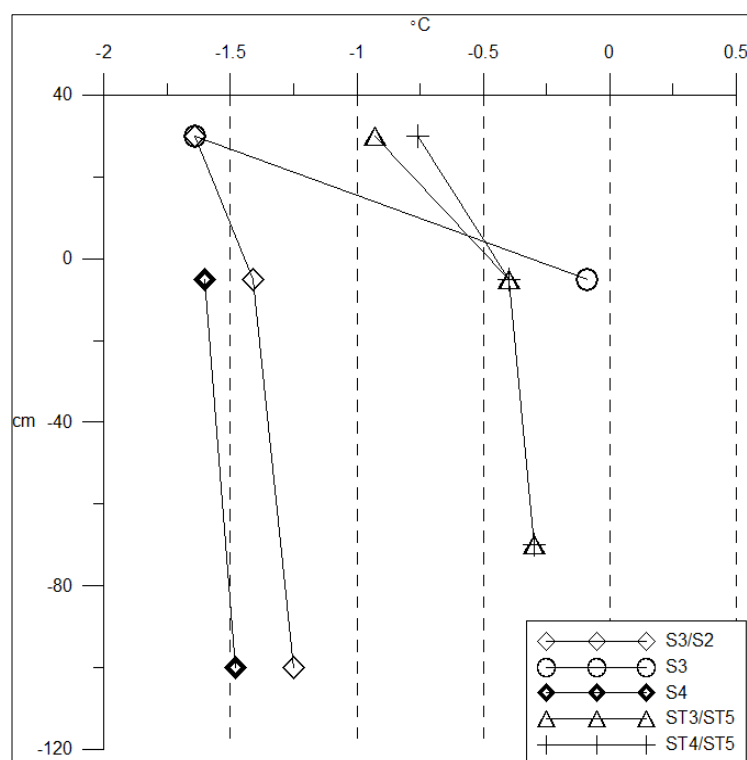
Figur 44 a, b, c: Fra den østre moreneavsetningen på Kleinegga: a) Grafen er et lengdeprofil, og viser at det i hovedsak er de ytterste og innerste områdene på morenen som har sunket ned, da sammen med selve isbreen. b) Viser et tverrsnitt ca midt på morenen, hvor overflaten i 2008 er ca ti meter lavere ved ca 150 meter. En pil markerer et område hvor overflaten er høyere i 2008 enn i 1961, noe som sannsynligvis skyldes jordsig. c) Tverrsnitt fra frontområdet. Her har terrengoverflaten på morenen blitt lavere over hele tverrsnittet.

6 Diskusjon

6.1 Regional utbredelse av permafrost og temperaturer i blokk

Den nedre grensen for alpin permafrost på Dovrefjell ligger på ca 1500 m.o.h. (Sollid et al., 2003). Dette er kartlagt gjennom flere studier med BTS målinger i området (Ødegård et al., 1996, Sætre, 1997 og Gudevang, 1999) og med data fra borehull. I Hjerkinnskytefelt har temperaturen blitt målt i elleve borehull siden høsten 2001, og borehullene ligger mellom 1039 og 1505 m.o.h. Målinger fra 8,5 meters dybde har vist at det er permafrost i tre borehull, på henholdsvis 1505, 1481 og 1402 m.o.h. Det er imidlertid ikke permafrost i to borehull som ligger mellom 1402 og 1481 m.o.h. (Sollid et al., 2003 og Ødegård et al., 2008), og en definitiv nedre grense for utbredelsen av alpin permafrost på Dovrefjell er derfor vanskelig å fastsette. De undersøkte iskjernemorenene og steinbreen i studieområdet, eller "Dovrefjellregionen", ligger fra 1440 m.o.h. (Kleinegga) til ca 1630 m.o.h. (Snøhetta) med frontparti, og disse fordeler seg derfor i en overgangssone til dagens alpine permafrost.

Resultatene fra miniloggerene i studieområdet indikerer at det er permafrost på alle målesteder rundt Snøhetta og Styggeholet, mens det ikke er målt verdier som tilsier permafrost i tilknytning til morenen ved Kleinegga (kapittel 5.3). I utgangspunktet er dette basert på at så lenge bakkeoverflatetemperaturen er under 0 °C, er bakketemperaturen også negativ. Dette utgangspunktet er et kjent forhold som har sin



Figur 45: Grafene viser målte årsmiddeltemperaturer for luft (30 cm), bakkeoverflate (-5 cm) og bakke (-70 – -100 cm), primært i blokkmark rundt Snøhetta og i Styggeholet, samt luft og bakkeoverflatetemperatur fra S3 (Gamle Reinheim).

årsak i den store forskjellen i bakkens varmetransportegenskaper mellom fryst og tint tilstand, som vil føre til en synkende temperatur gjennom det aktive laget (kapittel 3.1.2). Imidlertid har målinger gjort i og på blokkmark i perioden august 2008 og august 2009 vist at det ikke er et negativt avvik mellom bakkeoverflaten (-2 cm) og bakken (70-100 cm dybde). I figur 45 er dette vist som et diagram for målinger fra Snøhetta og Styggeholet. Diagrammet viser de samme resultatene som er vist i kapittel 5.2, men her som en funksjon av dybde. Observerte avvik mellom lufttemperatur og bakkeoverflate på blokkmark er mellom 0,24 og 0,53 °C, mens det er observert et avvik på 0,1-0,16 °C mellom bakkeoverflaten og bakken. Heller ikke Juliussen & Humlum (2008) fant et signifikant avvik med synkende temperaturer med dybden i sine undersøkelser på blokkmark i Sølen og på Elgåhogna i Øst-Norge. Målingene fra bakkeoverflaten på blokkmarken ved Snøhetta (på moreneavsetningene S2 og S4) kan sammenlignes med bakkeoverflatetemperaturen på S3 (Gamle Reinheim), og dataene viser at det er ca 1,5 °C lavere temperatur på S2 og S4. På S3 var det mer et morenedekke, med blanding av grovt og fint materiale, og forskjellen i målte temperaturer er innenfor det som er rapportert mellom morenemateriale og blokkmark i Juliussen & Humlum (2008). Som en kontrast til disse resultatene dokumenterte Hanson & Hoelzle (2005) et avvik fra bakkeoverflaten og ned til en meter i bakken på opptil -1,3 °C i blokkmark. Dette var basert på data fra et seks meter dypt borehull på en steinbre. De forskjellige resultatene kan være tilfeldigheter, da ingen av eksemplene, målingene fra Dovrefjell inkludert, er basert på målinger utover ett år. Temperaturdata fra borehullene (bortsett fra ett) i Hjerkinns skytefelt har imidlertid vist at det i perioden 2001-2006 er høyere temperatur ved 8,5 meters dybde enn ved 0,2 meters dybde. De fleste av disse borehullene er plassert i blokkrik morene, og noen er i fjell (Isaksen & Sollid, 2002 og Ødegård et al., 2008). En positiv temperaturgradient mellom bakkeoverflaten (- 0,2 meter) og bakken (-8,5 meter) er i forholdsmessig samsvar med målingene som er gjort på blokkmark i studieområdet.

Gudevang (1999) fant at høyde over havet forklarte variasjon i BTS målinger på Dovrefjell, og viste at blant annet solinnstråling hadde liten betydning. I modellering av distribusjon av permafrost er derfor årsmiddeltemperatur brukt for denne regionen (Etzelmüller et al., 2003). I Alpene er det motsatte dokumentert, hvor potensiell

solinnstråling har vist god korrelasjon med BTS målinger (Hoelzle, 1992). Begrenset solinnstråling, hovedsakelig i sommerhalvåret, kan derfor gi et lavere avvik mellom MAGST og MAGT i blokk på Dovrefjell, sammenliknet med steder på lavere breddegrader.

Temperaturmålingene på bakkeoverflate i blokk har vist at det er relativt god korrelasjon med lufttemperaturen på Fokstugu og Kjøremsgrende. Blant annet viser S2 og S4 god korrelasjon, og gjennomsnittstemperaturen er heller ikke langt unna MAAT målingen på S3 (tabell 8). S1 viser imidlertid et helt annet bilde, og det er tydelig at et snødekke har isolert denne i vintersesongen (figur 39a). Det er vurdert til å være permafrost også på S1 på grunnlag av BTS. S1 ligger ikke mer enn 5-10 meter unna S2. Hvis det er permafrost på S1 vil det sannsynligvis gi et avvik mellom bakkeoverflaten og bakken som er mer i samsvar med det som beskrives i litteraturen og som er rapportert fra alpine. På grunn av den grove overflaten på iskjernemorener og steinbreer, og på blokkmark generelt, vil det kreve mer snø for å få samme isolasjonseffekt som for flatere/finere terrengoverflater. I tillegg er iskjernemorener og steinbreer forhøyninger i terrenget, og dermed mer vindutsatt. Snø vil derfor i større grad blåse bort fra slike landformer. Videre vil spisse, kantete blokker trenge gjennom et snødekke og på denne måten begrense isolasjonseffekten til snøen. Blokkene kan utgjøre effektive varmeledere (Juliussen & Humlum, 2008), og åpninger i snødekket på grunn av grov blokkoverflate, vil kunne føre til at kald luft penetrerer ned i bakken og senker temperaturen, jfr. Balch-effekt/konveksjon (kapittel 3.1.2). Et variabelt, men generelt tynt snødekke kan være en årsak til at det ikke er samme tendens med temperaturavvik på blokk i Dovrefjellregionen og Øst-Norge sammenliknet med andre steder. Variasjoner i dybden på snødekket og lokal topografi er viktige faktorer som påvirker temperaturen i blokkmark på lokalitetene. Dette går klart fram av enkelte temperaturmålinger.

Målinger som er gjort på 70-100 cm dybde i blokkmark har vist at temperaturen her er mye lavere og mer stabil om sommeren enn på toppen av blokkmarken (figur 39a og figur 40). Det er store porerom med luft i blokkmark, og dette gjør at det er mindre effektiv varmetransport ved konduksjon sammenliknet med kompakt morenejord eller fjell. Som nevnt vil luftmasser i slike porerom være mer eller mindre upåvirket av vind,

men det forekommer tidvis "tvungen" konveksjon. I slike tilfeller kan sommervarme bli transportert ned i blokkmarken, men sannsynligvis ikke dypere enn ca 30 cm (Juliussen & Humlum, 2008). Om vinteren ser en at GT er høyere enn GST, og mye mer stabil. På ST4, S2 og S4 er det observert at temperaturen har vært ved 0 °C isotherm i en kort periode om våren. Dette indikerer at det har vært snø i porerom i blokkmarka, og kan til dels forklare den mer stabile situasjonen sammenliknet med sommerhalvåret, og at det er noe høyere temperaturen om vinteren. Juliussen (2007) skriver at det i større grad er varmeutveksling med atmosfæren via konduksjon enn ved konveksjon/adveksjon i sine undersøkelser ved Sjølen og Elgåhogna. Dersom det er konveksjon ville temperaturen en meter ned i bakken vært lavere enn ved bakkeoverflaten om vinteren på grunn av tetthetsforskjellene mellom kald og "varm" luft, så større grad av konduksjon kan også være et bidrag til at det er høyere temperaturer i bakken enn ved bakkeoverflaten. Siden konveksjon/adveksjon er mer effektive prosesser enn konduksjon, kan også en dominans av konveksjon/adveksjon være årsaken til at det ofte er negativt avvik mellom bakkeoverflaten og bakken på enkelte steder (Juliussen, 2007). Og nettopp svakere grad av konveksjon/adveksjon på Dovrefjell/Øst-Norge kan derfor forklare et lavere og positivt temperaturavvik som er funnet her.

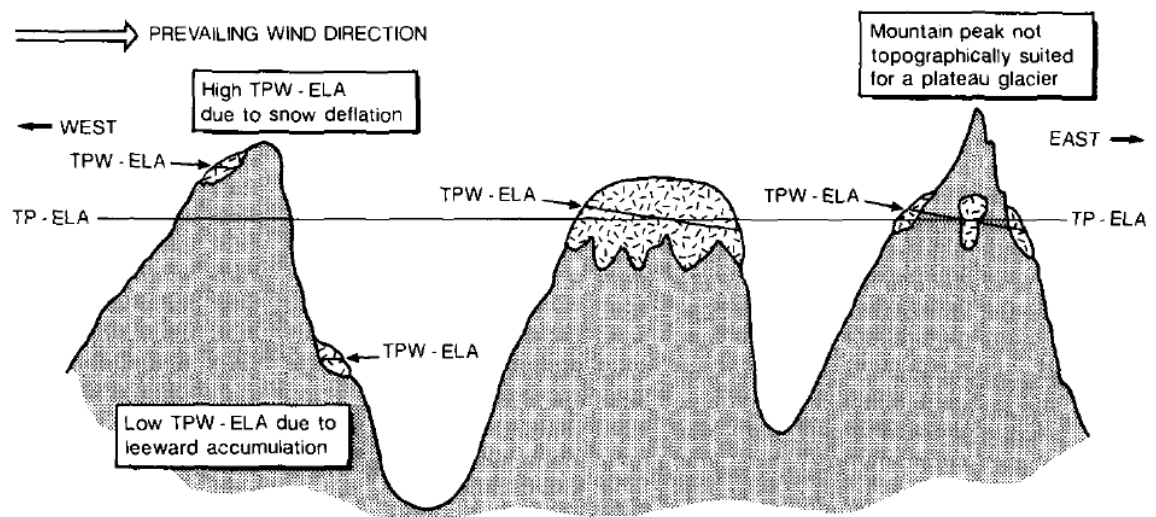
De mange faktorene, og måten de varierer i betydning på, kompliserer i stor grad klarhet om det termale regimet i bakken. I blokkmark er det uansett slik at temperaturen som virker på bakken under er lavere enn ellers, og at dette derfor er en fordel for utbredelse av permafrost. I slike områder kan permafrost påvises flere hundre meter lavere enn den regionale nedre høydegrensen (Harris & Pedersen, 1998 og Juliussen & Humlum, 2008), og dette har derfor også stor betydning for utbredelsen av iskjernemorener og steinbreer i regionen, som i stor grad består av grovt og blokkaktig morenemateriale.

6.2 Botnbreer og lokal utbredelse av permafrostrelaterte landformer

I studieområdet er det en sterk dominans av botnbreer, og nesten alle disse er vendt mot nordøst (kapittel 2.4). Generelt er fordelingen av helningsretning for isbreer i

Norge mer spredt, men det er allikevel dominans av nordøstvendte breer (Østrem et al., 1988). Med tanke på solinnstråling, er dette en logisk plassering. Imidlertid kan også dette si noe om nedbørssituasjonen, og spesielt for breene i studieområdet. Østrem et al. (1988) skriver at breene på Møre får en vesentlig del av sin snøtilførsel transportert med vind fra den dominerende sør-sørvest retningen. Botner vil i stor grad fungere som akkumulasjonskammer for vindtransportert snø, så i det relativt tørre studieområdet, med en viss grad av regnskygge må botnbreene ha ekstra input av snø via vind for å være i balanse.

Et godt eksempel på forholdet mellom likevektslinje og redistribusjon av snø på grunn av vind er vist i figur 46. Likevektslinjen vil være lavere for isbreer som ligger i le for vinden, og dette er spesielt beskrevet av Dahl & Nesje (1992), som fant at vindtransport av snø sto for ca halvparten av akkumulasjonen på en isbre i Nordfjord som låg i en leside.



Figur 46: Et idealisert eksempel som viser forskjellen mellom temperatur-nedbør likevektslinje (TP-ELA) og temperatur-nedbør-vind likevektslinje (TPW-ELA). Likevektslinjen blir lavere for isbreer som ligger på lesiden av vindutsatte steder, og disse vil få en vesentlig del av snøtilførselen på grunn av transport med vind (Dahl & Nesje, 1992).

Botnbreene i studieområdet har transportert fram morenematerialet som i dag utgjør de store avsetningene av iskjernemorener og steinbreer, og er derfor det nødvendige utgangspunktet for utbredelsen av disse. På grunn av utbredelse av permafrost, er sannsynligvis de fleste botnbreene kalde eller polytermale, noe som begrenser erosjon langs bresålen. Transport av rasmateriale har derfor vært viktig for dannelsen av

landformene, som har et materialdekke med kantete og lite erodert stein. Botnene er spesielt store og dype, og en isbre må ha vært her i lang tid for å ha erodert såpass kraftig i fjellet. En spesiell observasjon med stor kartlav på morenen i Styggeholet vitner om at ytre del av moreneavsetningen kan være eldre enn perioden lille istid. På selve morenen er det også en rygg som markant avgrenser botnbreen, og som ser ut til å ha blitt avsatt oppå den gamle morenen. En typisk situasjon for isbreer under den lille istid, er at de gikk på topp av eldre iskjernemorener/steinbreer (Ivar Berthling, pers. med.), og dette kan ha vært tilfelle for lokaliteten i Styggeholet. Avstanden fra fronten av moreneavsetningen til moreneryggen som kan antas å stamme fra lille istid maksimum er ca 350 meter. Det vil si at området med moreneavsetning utenfor "lille istid-ryggen" utgjør store deler av landformen. Moreneavsetningen i Styggeholet har klare likhetstrekk med en steinbre (kapittel 5.2). Visuelt minner den om en steinbre med utgangspunkt i en isbre (etter Humlum, 1996), hvor det da kan være en kjerne av ren breis som ligger under det massive morenedekket. Et annet tenkt tilfelle kan være at akkumulering av morenemateriale i front av isbreen, og eksistensen av permafrost har ført til at dette har begynt å sige som en steinbre, og at den ytre avgrensningen/fronten derfor ikke har noe med størrelsen på isbreen å gjøre. Avsetningen i Styggeholet er også relativt bratt sammenliknet med de andre, så en utvikling til steinbre kan absolutt være tilfelle. Dette som beskrevet av Etzelmüller & Hagen (2005).

Bortsett fra botnen på sørsiden av Snøhetta (Gryta), ligger alle botner på nord-nordøst siden av fjelltopper. Det er vurdert til at solinnstrålingen ikke har vesentlig betydning for utbredelsen av permafrost i regionen (Gudevang, 1999). Redusert solinnstråling på grunn av bratt relieff i botner, og plassering mot nord-nordøst, vil uansett favorisere utbredelse av permafrost knyttet til moreneavsetningene.

Observerte flutes (kapittel 5.2) foran brefrontene tyder på at deler av isbreene har vært på trykksmeltepunktet. Flutes foran breen i Gryta kan ha blitt dannet på grunn av at isbreen er polytermal, og ikke nødvendigvis temperert. Brebevegelse langs sålen i bakkant av fronten (som var frosset fast) kan ha vært tilfelle. Plasseringen til flutes, på en liten terrasse mellom dagens front og moreneavsetningen, kan også være en indikasjon på dette. Imidlertid ligger denne terrassen med flutes like ved Istjørni, og vann kan ha bidratt til at breen har vært ved trykksmeltepunktet her. Flutes som ligger

foran brefronten til den vestre breen ved Kleinegga er enda mer tydelige. Observasjoner og sammenligning på flyfoto har vist at de er dannet en gang før 1961, og derfor mest sannsynligvis i den lille istid. I området mellom dagens brefront og den innerste morenen (som mest sannsynlig er avsatt en gang på 1990-tallet) er det ingen tegn til flutes, og dagens front kan derfor være frosset fast til underlaget. Imidlertid indikerer temperaturmålinger at det er usikkert om det er permafrost i dette området, samtidig som at det er godt dokumentert at permafrost har smeltet i den lavere, østre moreneavsetningen (kapittel 5.4). Ved den søndre breen på Snøhetta er det trolig ikke mangelen på permafrost som er årsaken til flutes, da dagens side- og endemorener inneholder iskjerne (figur 23b), og temperaturmålinger indikerer permafrost. Det er også dokumentert permafrost ved og på denne moreneavsetningen med bruk av geoelektrikk (Ødegård et al., 1996 og Sætre, 1997).

6.3 Klimautviklingen i Dovrefjellregionen siden 1960-tallet

Temperaturøkning og smelting av permafrost

Temperaturdata fra den meteorologiske stasjonen Fokstugu (kapittel 2.3) viser at det har blitt varmere i perioden 1951-2009. Basert på fem års glidende gjennomsnitt, ser en at temperaturen på 2000-tallet er i overkant av 1,5 °C varmere enn på 1950- og 1960-tallet. Fra 1951 til 1970 var MAAT på Fokstugu stort sett under 0 °C, og i kun tre av årene steg MAAT så vidt over 0 °C. I perioden 1988-2009 har det kun i to år vært MAAT under 0 °C. For diskontinuerlig og sporadisk "varm" permafrost betyr denne temperaturøkningen at store fjellområder vil bli eller har blitt uten permafrost. Isaksen et al. (2007) melder om at alpin permafrost i Norge blir varmere, hvor det er registrert temperaturøkning ned til 60 meters dybde i borehull i Jotunheimen. Over ca fem år (2001-2005) har permafrosten ved 25 meters dybde blitt 0,17 °C varmere.

Iskjernemorener og steinbreer i studieområdet ligger som nevnt i en overgangssone til alpin permafrost, og er derfor spesielt sårbare for temperaturøkning. Et eksempel på temperaturøkningen siden 1960-tallet er smelting av permafrost/iskjerne på Kleinegga-lokaliteten. På iskjernemorenen var det ingen spesielle tegn til smelting før 1960 - tallet, noe som går fram av flyfotoene fra 1961. På grunn av generelt lavere temperaturer fra

1960-tallet og fram til midten av 1980-tallet, avbrutt av en femårsperiode på 1970-tallet, har sannsynligvis mesteparten av iskjernen smeltet i løpet av de siste 20 årene. Temperaturøkningen kan ha ført til at det aktive laget har blitt dypere på lokaliteten, og hvis det er en kjerne av ren is i moreneavsetningen vil ikke overflatedekket vokse og utlikne dette. Dersom dette er tilfelle, kan det være temperaturforhold på selve moreneavsetningen som tilsier at det er permafrost. Det vil imidlertid kreves nye og riktige målinger for å avdekke dette. Likevel er det på grunnlag av temperaturmålinger rundt selve moreneavsetningen, mest sannsynlig at det ikke lenger er temperaturforhold i favør av permafrost her.

Steinbreen som ligger i Styggeholet ser også ut til å ha smeltet noe. Her er det – i motsetning til ved iskjernemorenen ved Kleinegga – fortsatt målte årsmiddeltemperaturer som indikerer permafrost. Østre del av fronten på steinbreen står helt ned i den lille tjønna, og kan derfor ha beveget seg over et område uten permafrost (talik under tjønna). Fronten er heller ikke i nærheten av å være like bratt og høy som på den vestre siden, selv om den fortsatt er stor. Berthling (submitted) peker på at det også kan være et *subglasialt* dreneringssystem som gjør at denne delen varmes opp og smelter. I tjønna foran steinbreen er det mye finkornige sedimenter i suspensjon som tyder på at de er frigjort fra morenematerialet. Flyfotoanalyser eller gamle terrestriske fotografier kan trolig avsløre utviklingen av denne steinbreen.

7 Konklusjon

Den regionale grensen for alpin permafrost ligger på ca 1450-1550 m.o.h. på Dovrefjell, og dette styrer i stor grad utbredelsen av iskjernemorener og steinbreer i regionen.

Dovrefjell er et fjellområde hvor det både er isbreer og permafrost, og i tilfeller hvor fronten til isbreer ender i et område med permafrost vil det kunne være permafrostrelaterte landformer som iskjernemorener eller steinbreer. I studieområdet, og spesielt i tilknytning til moreneavsetningene, er det en stor andel blokk.

Temperaturen i bakken er lavere på steder med blokkmark enn ellers, og ved Snøhetta på Dovrefjell er det funnet at temperaturen er opptil ca 1,5 °C lavere i blokk enn på vanlig morenedekke. At iskjernemorener og steinbreer i studieområdet i stor grad består av et overflatedekke med grov blokk (rasmateriale) betyr at permafrost kan opptre sporadisk på slike landformer. Videre ligger samtlige landformer i tilknytning til botnbreer, og har derfor vært avhengig av botnbreers vekst og materialtransport i dannelsen. De store botnene begrenser solinnstråling på isbreer og moreneavsetninger, og fungerer som akkumulasjonskammer for vindtransportert snø.

Generelt viser temperaturmålinger med miniloggere at det er permafrost på lokalitetene rundt Snøhetta og lokaliteten i Styggeholet, og feltobservasjoner tyder på at landformene stort sett er stabile. Det er noe dødsterreng på moreneavsetningene foran den søndre og østre breen ved Snøhetta. Frontområdene ser generelt ut til å være massive og stabile, sett bort fra at østre del på steinbreen i Styggeholet har siget noe sammen. Temperaturmålinger gjort i områdene utenfor moreneavsetningen ved Kleinegga indikerer at det ikke er permafrost. Måling av iskjernemorenen med digital fotogrammetri (DTM) viser at store deler av terrengoverflaten på moreneavsetningen har sunket med over fem meter i perioden 1961-2008. Største målte høydeforskjell er ca 13,5 meter, og disse resultatene dokumenterer at permafrost har smeltet på lokaliteten. Resultatene viser også at moreneavsetningen har hatt et betydelig innhold av is.

På grunnlag av observasjoner på flybilder, er det antatt at moreneavsetningene foran Svånåbrean er fossile iskjernemorener. Det er sannsynlig at digital fotogrammetri kan gi informasjon om utviklingen til moreneavsetningene foran Svånåbrean.

8 Referanser

- Andersen, Ø., Brånnå, G. & Lønnum, S.E. 1991. *Fotogrammetri*. 2. utgave. NKI, 93 s.
- Andersen, Ø. & Maalen-Johansen, I. 1998. *En innføring i digital fotogrammetri til kartleggingsformål*. Institutt for kartfag, Norges landbrukshøgskole, 76 s.
- Andreassen, L. & Oerlemans, J., 2009. Modelling long-term summer and winter balances and the climate sensitivity of Storbreen, Norway. *Geografiska Annaler 91 A (4): 233–251*.
- Barsch, D. 1996. *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environment*. Springer Verlag, Heidelberg.
- Barstad, B. 1998. Datafangst for terrengmodellering med Digital fotogrammetri. *Foredrag på Forum for fotogrammetri og fjernanalyse, Fjellanger Widerøe AS*.
- Benn, D.I. & Evans, D. J. A. 1998. *Glaciers & Glaciation*, London, Arnold, a member of the Hodder Headline Group.
- Berthling, I. Submitted. Beyond the controversy: rock glaciers as thermally conditioned landforms. *Geomorphology*.
- Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbro, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A.B.K., Sigsgaard, C., Åkerman, H.J., Foged, N., Blikra, L.H., Pernosky, M.A. & Ødegård, R.S. Submitted. The Thermal State of Permafrost in the Nordic area during IPY 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*.
- DNMI 2009. eKlima, klimadata. Det norske meteorologiske institutt. 21.09.2009
http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL
- Dovrefjellrådet 2006. Forvaltningsplan for verneområdene på Dovrefjell. 23.09.2009
http://dovrefjellradet.no/FLIB/781-Handlingsplan%20Dovrefjell_net.pdf

- Erikstad, L. & Sollid, J.L. 1986. Neoglaciation in South Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 40.
- Etzel Müller, B., Berthling, I. & Sollid, J.L. 2003. Aspects and concepts on the geomorphological significance of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology* 52, 87-104.
- Etzel Müller, B. & Hagen, J.O. Glacier-Permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost.*, Harris C., Murton J.B., Eds., Geological Society, Special Publications, 242, 11-27.
- Gudevang, E. 1999. *Permafrostens avhengighet av klima og topografi – Undersøkelser i Jotunheimen og på Dovrefjell*. Hovedoppgave i geografi (geomorfologi), Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. 78 s.
- Haeberli, W. 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9. 221-227.
- Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 77.
- Haeberli, W., Cheng, G., Gorbunov, A.P. & Harris, S.A. 1993. Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 343-348.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsouka, N., Springman, S. & Mühll, D.I. 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and periglacial processes* 17, 189-214.
- Hanson, S. & Hoelzle, M. 2005. Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of a high alpine discontinuous permafrost environment. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 59, 84-93.

- Hoelzle, M. 1992. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 143-147.
- Hofsgaard, A. 2006. *Overvåking av palsmyr. Førstegangundersøkelse i Dovre 2005, Haukskardmyrin og Haugtjørnin*. NINA Rapport 154. 35 s.
- Humlum, O. 1996. Origin of Rock Glaciers: Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes* 7, 361-380.
- Isaksen, K., Vonder Mühll, D., Gubler, H., Kohl, T. and Sollid J.L. 2000. Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard, *Annals of Glaciology*, 31, 287-294.
- Isaksen, K. og Sollid, J.L. 2002. *Løsavleiringer og permafrost i Hjerkinns skytefelt, Dovrefjell*. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. 39 s.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S. & Sollid, J. L. 2002. Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 56, 122-136.
- Isaksen, K., Sollid, J.L., Holmlund, P. & Harris, C. 2007. Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F02S04.
- IPA 2010. International Permafrost Association. 18.01.2010
<http://ipa.arcticportal.org/>
- Juliussen, H. 2007. *Near-surface ground thermal regime in permafrost areas of Norway and Svalbard*. Doktoravhandling, Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. 88 s.
- Juliussen, H. & Humlum, O. 2008. Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sjølen, Central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 1-18.

Kartforlaget 2009. Kart over studieområdet. Kartforlaget. 01.12.2009

<http://www.norgeskartet.no/norgeskartet/index.c>

Kääb, A. & Vollmer, M. 2000. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, 315–326.

Larsen, B. 2006. *Overflatedeformasjon. Beregning av hastighetsvektorer ved krysskorrelasjonsmatching av ortofoto*. Masteroppgave i geomatikk, Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo, 108 s.

Lie, Ø., Dahl, S.O. & Nesje, A. 2003. A theoretical approach to glacier equilibrium-line altitudes using meteorological data and glacier massbalance records from southern Norway. *The Holocene* 13, 365-372.

Liestøl, O. 2000. *Glaciology*. Department of Physical Geography, University of Oslo.

Martin, H.E. & Whalley, W.B. 1987. Rock glaciers. Part 1: Rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography* 11, 260- 282.

Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S. & Nesje, A. 1997. Cyclic Development and Thermokarstic Degradation of Palsas in the Mid-Alpine Zone at Leirpullan, Dovrefjell, Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 107 - 122

Met.no 2009. Kart over årsmiddel nedbør og temperatur i normalperioden 1961 - 1990. Det norske meteorologiske institutt. 24.09.2009 <http://met.no/>

Mikhail, E.M., Bethel, J.S. & McGlone, J.C. 2001. *Introduction to modern photogrammetry*. Wiley, New York.

NGU 2009. Berggrunnskart. Norges geologiske undersøkelse. 23.09.2009 <http://www.ngu.no/kart/bg250/>

NINA 2010. Permafrostforandringer i Dovre - området. Artikkel på Norsk Institutt for Naturforvaltning sine hjemmesider. 25.01.2010 <http://www.nina.no/?io=1001754>

- Norgebilder 2009. Ortofoto over store deler av studieområdet. Statens vegvesen, Statens kartverk og Skog og landskap. 22.04.2009 <http://norgebilder.no/>
- Norkart 2009. *Norgei3d*. Ortofoto og 25 x 25 m DTM fra Statens Kartverk. 22.04.2009 <http://www.norgei3d.no/>
- Onset 2010. Temperaturloggerprodusent. Informasjon om presisjon. 21.01.2010 <http://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/>
- Rozenbaum, G.E. & Shpolyanskaya, N.A. 1998. Late Cenozoic permafrost history of the Russian Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 247-273.
- Smith, M.W. & Riseborough, D.W. 2002. Climate and the limits of permafrost: A zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 13, 1-15.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1974. Palsa bogs at Haugtjørnin, Dovrefjell, South Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 28, 53-60.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1988. Influence of temperature conditions in formation of end moraines in Fennoscandia and Svalbard. *Boreas*, vol. 17, pp.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1992. Rock Glaciers in Svalbard and Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 215-220.
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1997. *Geomorfologien på Dovrefjell*. Fylkesmannen i Hedmark, Miljøvern avdelingen, rapport nr. 13/97. 39s
- Sollid, J.L., Isaksen, K., Eiken, T. & Ødegård, R. 2003. The transition zone of mountain permafrost on Dovrefjell, southern Norway. M. Phillips, S.M. Springman & L.U. Arenson (eds.), *Proceedings Eighth International Conference on Permafrost*, 1085-1089.
- Statens Kartverk 2009. Norgesglasset. N50 kart over lokalitetene. 23.09.2009 <http://ngis2.statkart.no/norgesglasset/default.html>

- Sætre, S. 1997. *Undersøkelser av permafrost i Snøhetta – området, Dovrefjell, Sør-Norge*. Hovedoppgave i geografi (geomorfologi), Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. 60 s.
- Sørbel, L. 1998. *Siste istid i Fennoskandia – noen hovedtrekk*. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Ødegård, R.S., Hoelzle, M., Johansen, K.V. & Sollid, J.L. 1996. Permafrost mapping and prospecting in southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 50, 41–53.
- Ødegård, R.S., Isaksen, K. & Eiken, T. 2008. Magst in Mountain Permafrost, Dovrefjell, Southern Norway, 2001-2006. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska 1: 1311-1316*.
- Østrem, G. 1964. Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geografiska Annaler* 46, 282-337.
- Østrem, G., Dale Selvig, K. og Tandberg, K. 1988. *Atlas over breer i Sør-Norge*. Hydrologisk avdeling, Norges vassdrags- og energiverk, Vassdragsdirektoratet.
- van Everdingen, Robert, ed. 1998 revised May 2005. *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.
- Wangensteen, B. 2006. Remote sensing-based quantification and analysis of earth surface processes in periglacial and glacial environments – case studies from Iceland, Svalbard and southern Norway. (*Dr.Scient/Ph.D Thesis*). *Series of dissertations submitted to the Faculty of Mathematics and Natural Science, University of Oslo*. No. 512. Unipub Forlag, Oslo. ISSN 1501-7710.
- Washburn, A.L. 1979. *Geocryology, a survey of periglacial processes and environment*. London: Edward Arnold. 406 s.
- Williams, P.J. & Smith, M.W. 1989. *The frozen earth. Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press.

9 Vedlegg

9.1 Fotogrammetri

Flystriper

Flyoppgave 1200. Bildene fra 1961.

Flyfoto: Widerøe's flyveselskap AS.

Rettighetshaver: Statens Kartverk Sentralarkivet for vertikalbilder



Vedlegg 1: Dekningsoversikt/bildeplott for flybilder fra 1961 over fjellområdene mellom Eikesdalen og Romsdalen.

Flyoppgave BNO08024 (1). Bildene fra 2008.

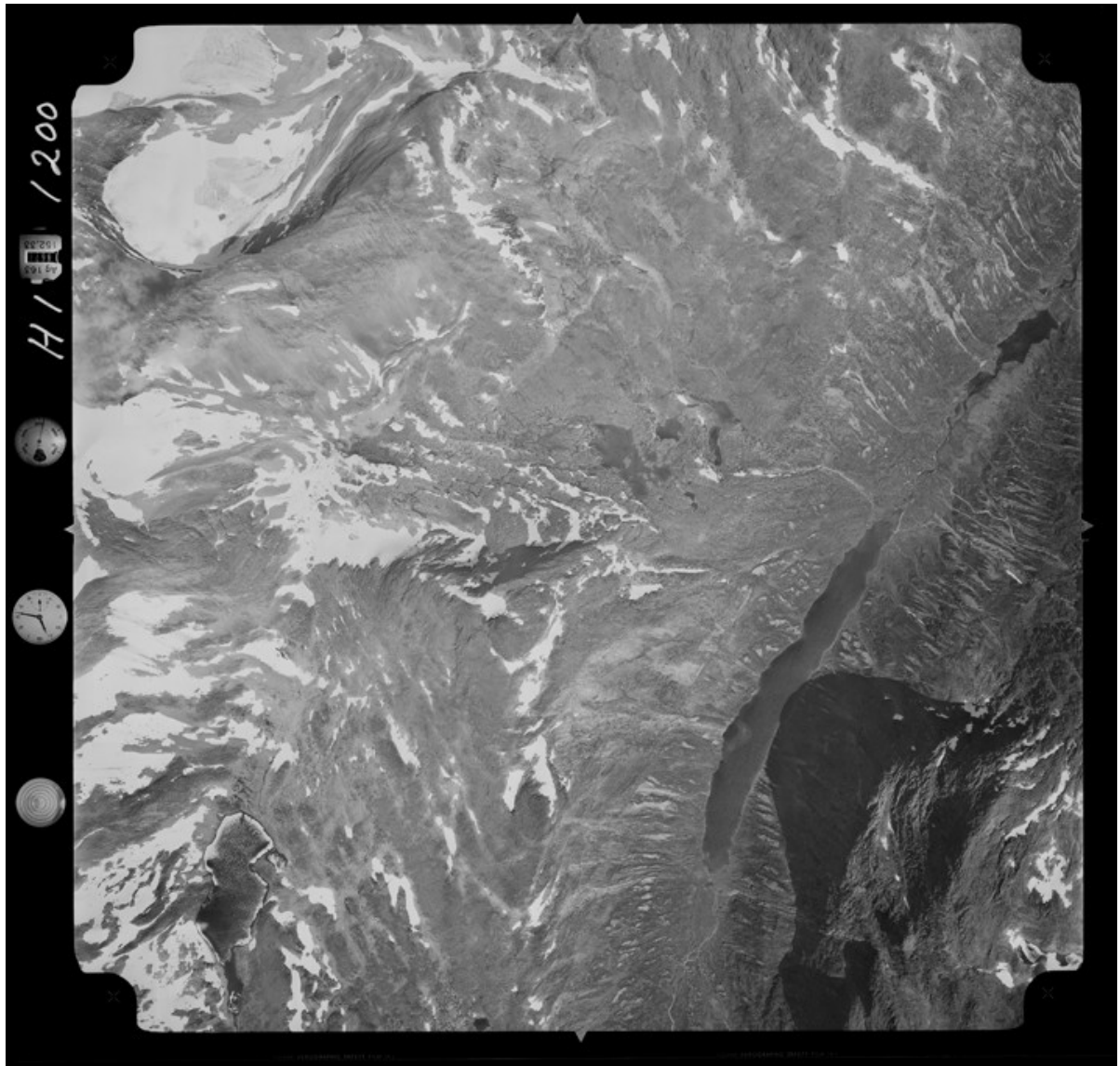
Flyfoto: Blom ASA.

Rettighetshaver: GEOVEKST

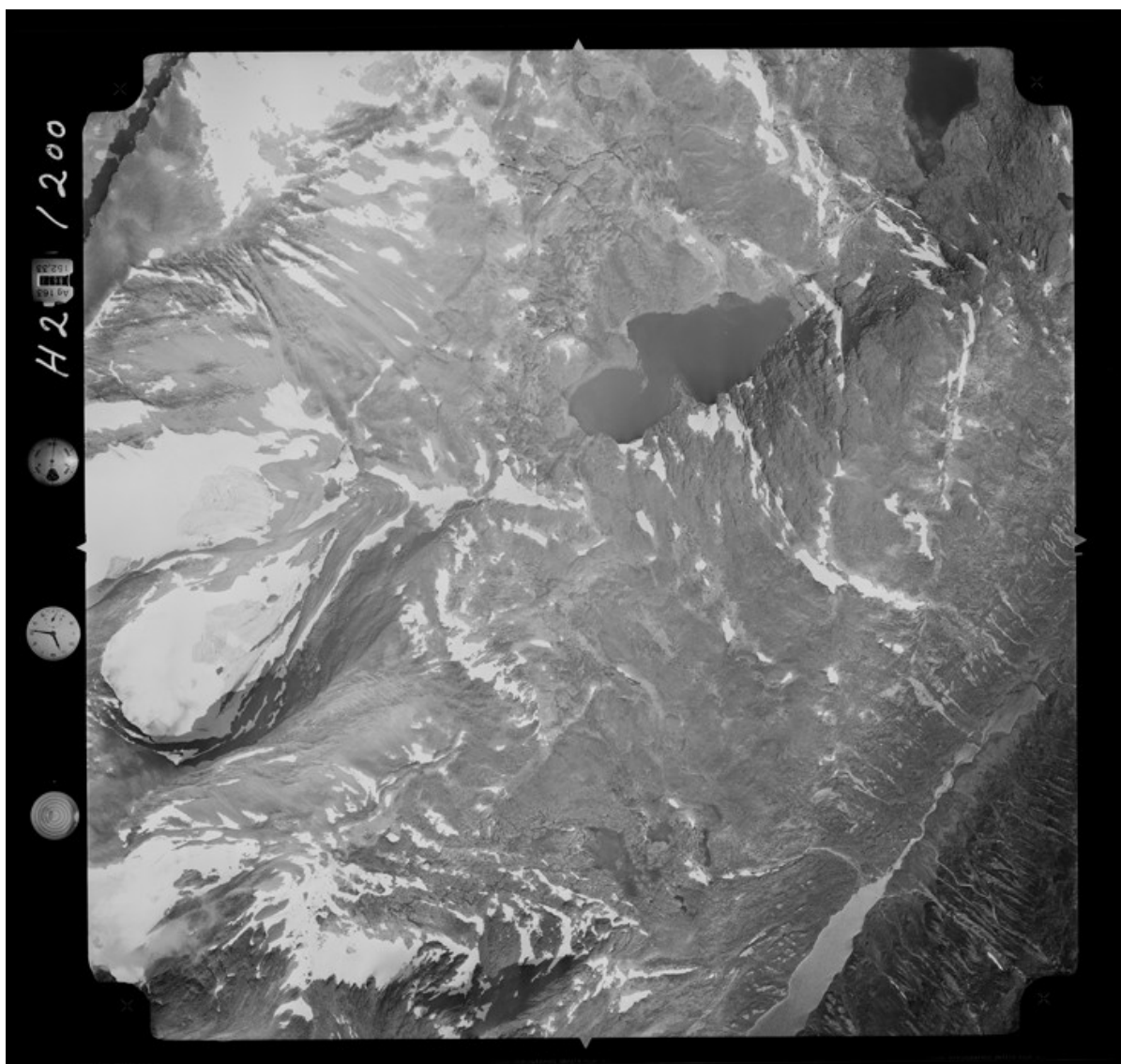


Vedlegg 2: Dekningsoversikt/bildeplott for flybilder fra 2008 over fjellområdene mellom Eikesdalen og Romsdalen. Bildeplottet er et redigert utsnitt.

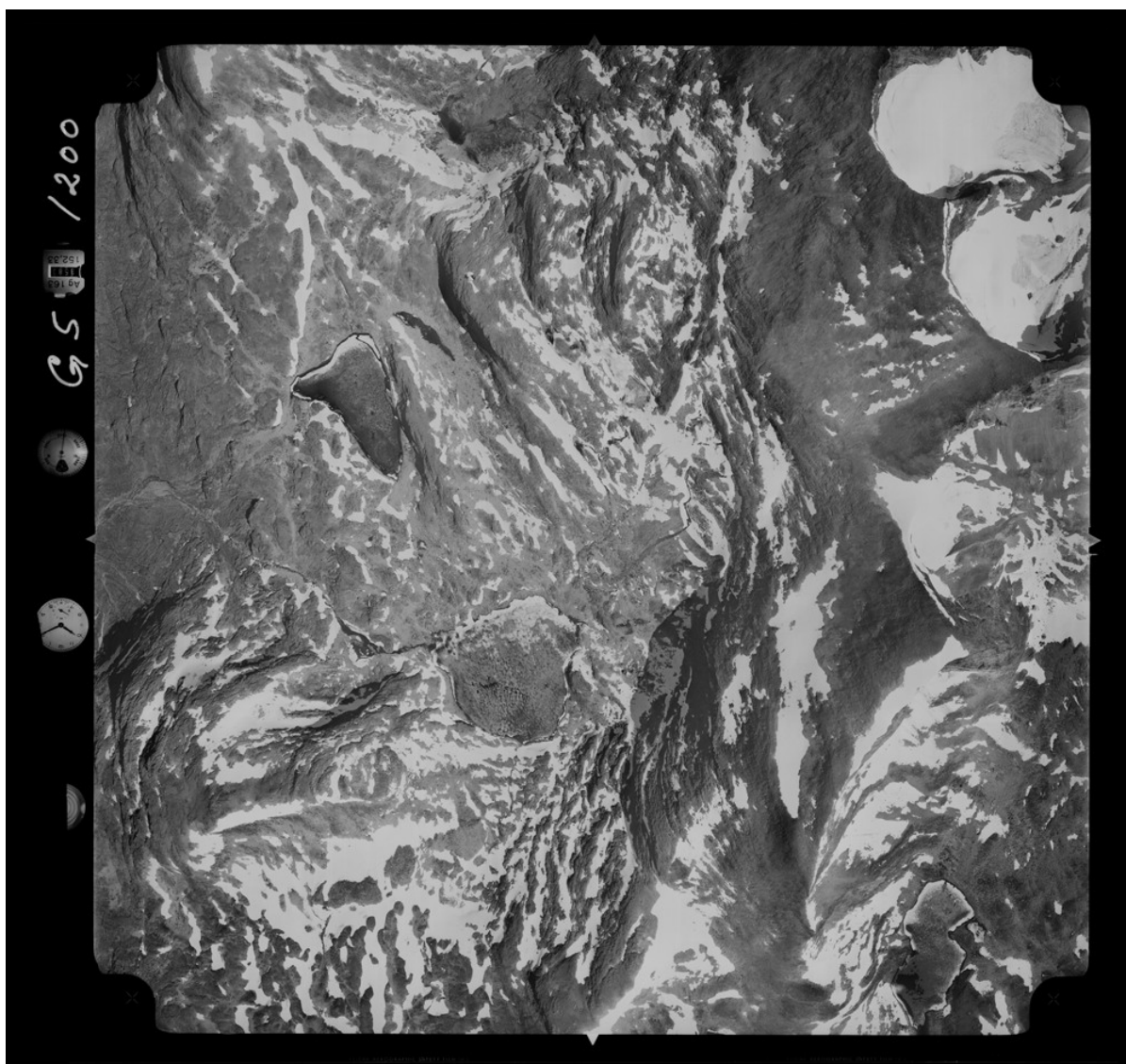
Flybilder



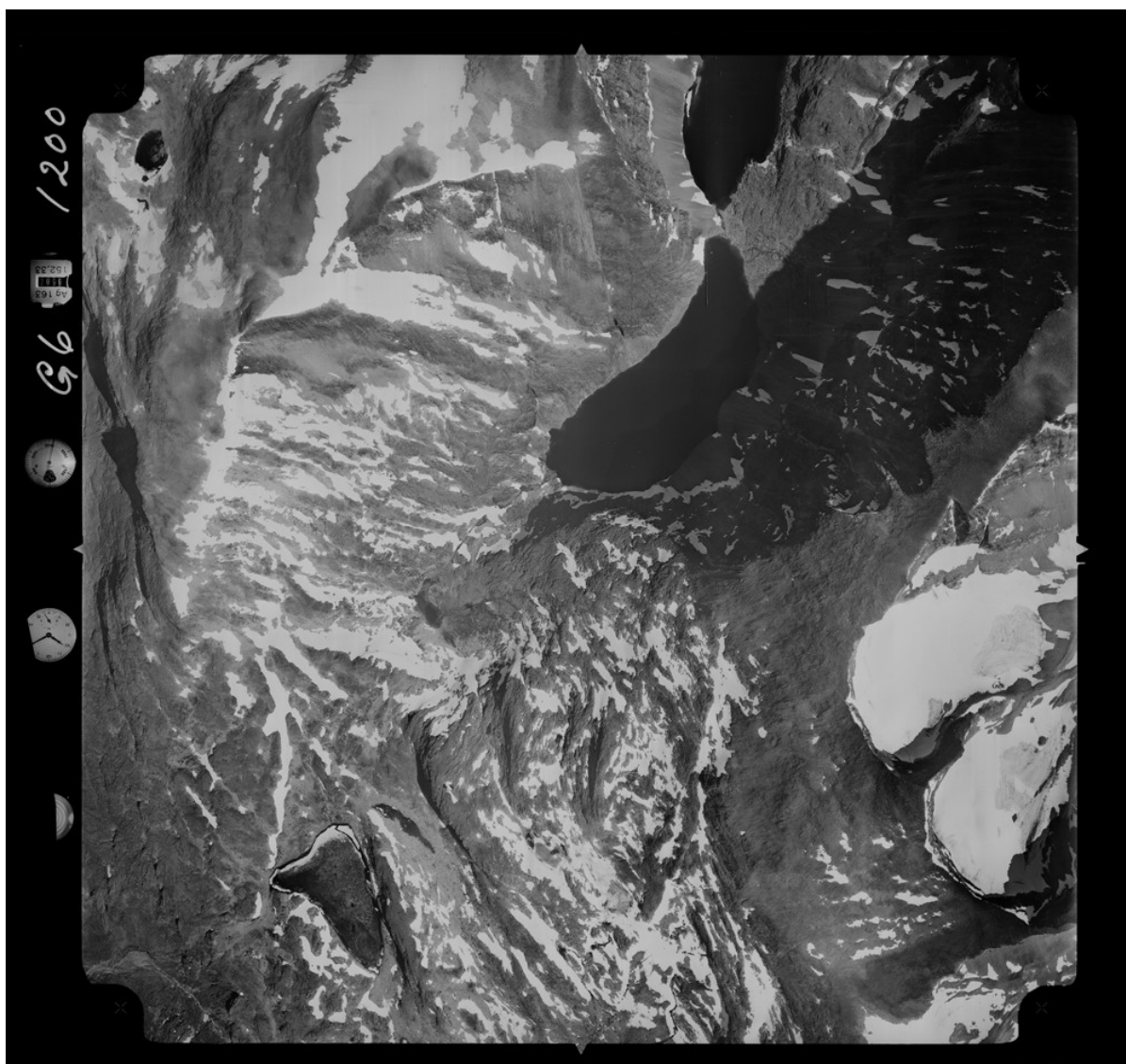
Vedlegg 3: Flybilde fra 1961 over Kleingegga-lokaliteten. Stripe H, bilde nr 1.



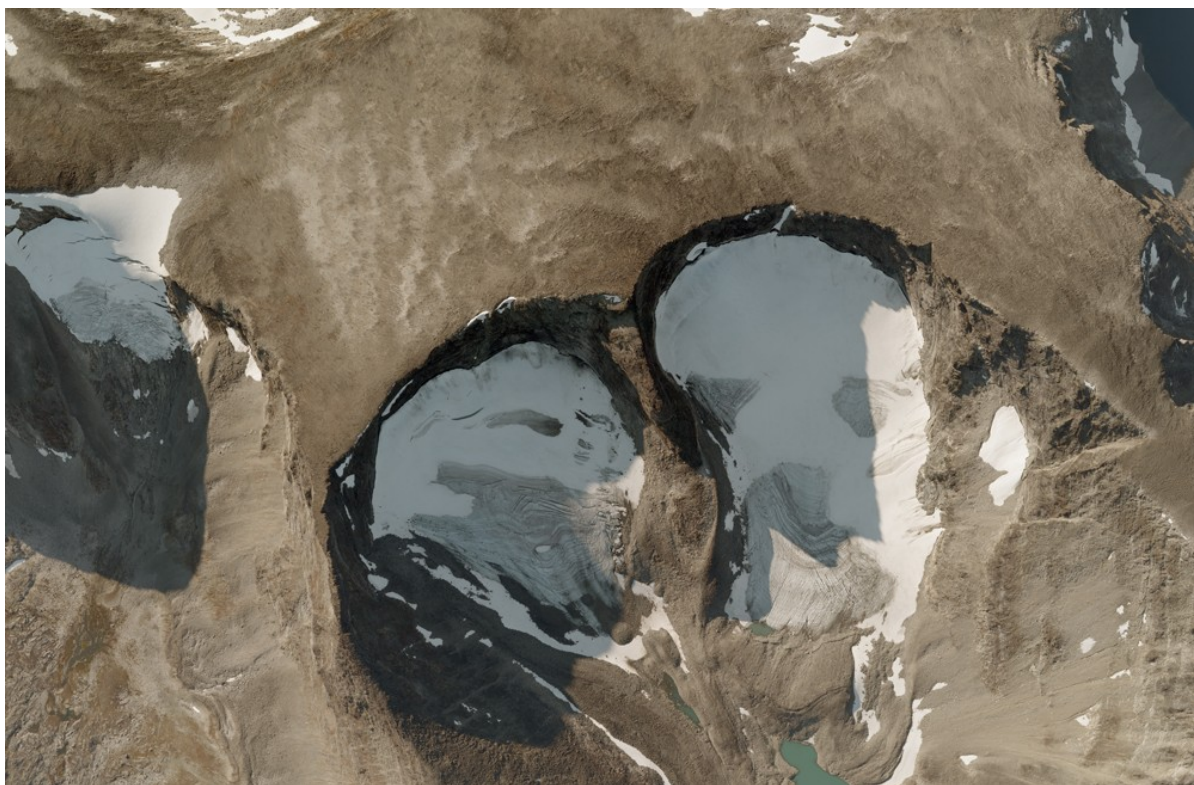
Vedlegg 4: Flybilde fra 1961 over Kleineggja-lokaliteten. Stripe H, bilde nr 2.



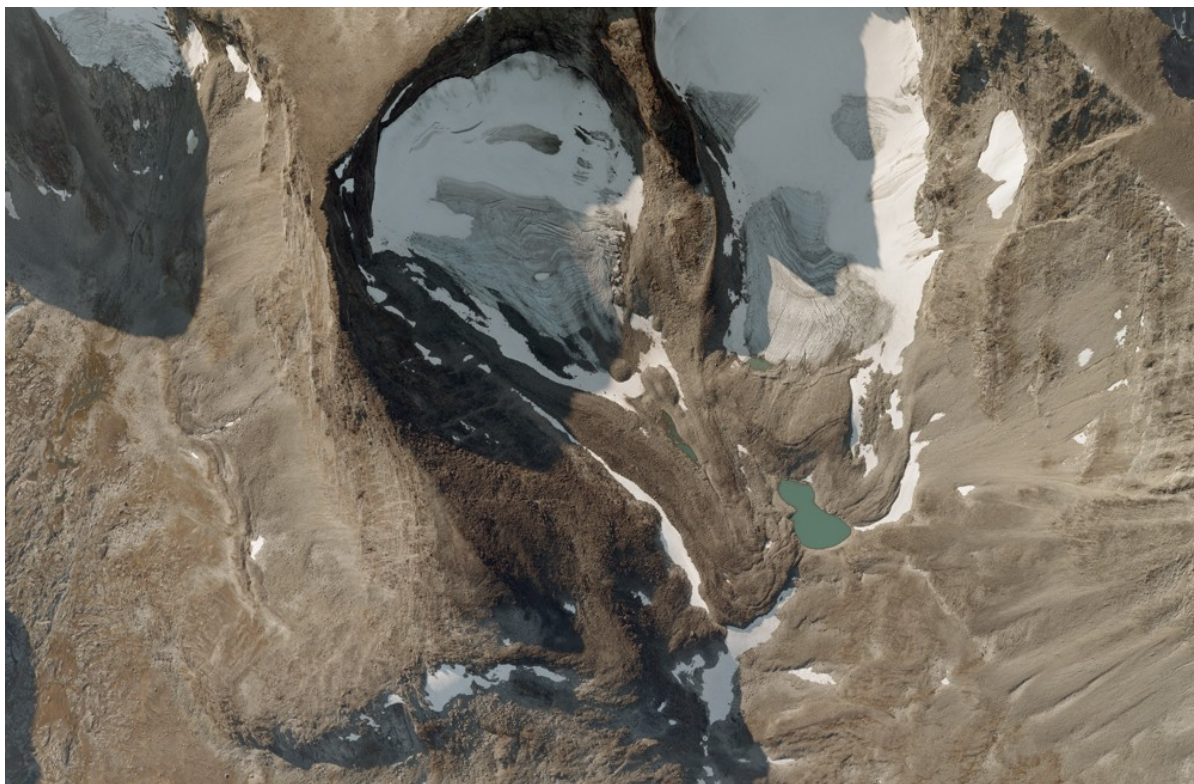
Vedlegg 5: Flybilde fra 1961 over Kleinegga-lokaliteten. Stripe G, bilde nr 5.



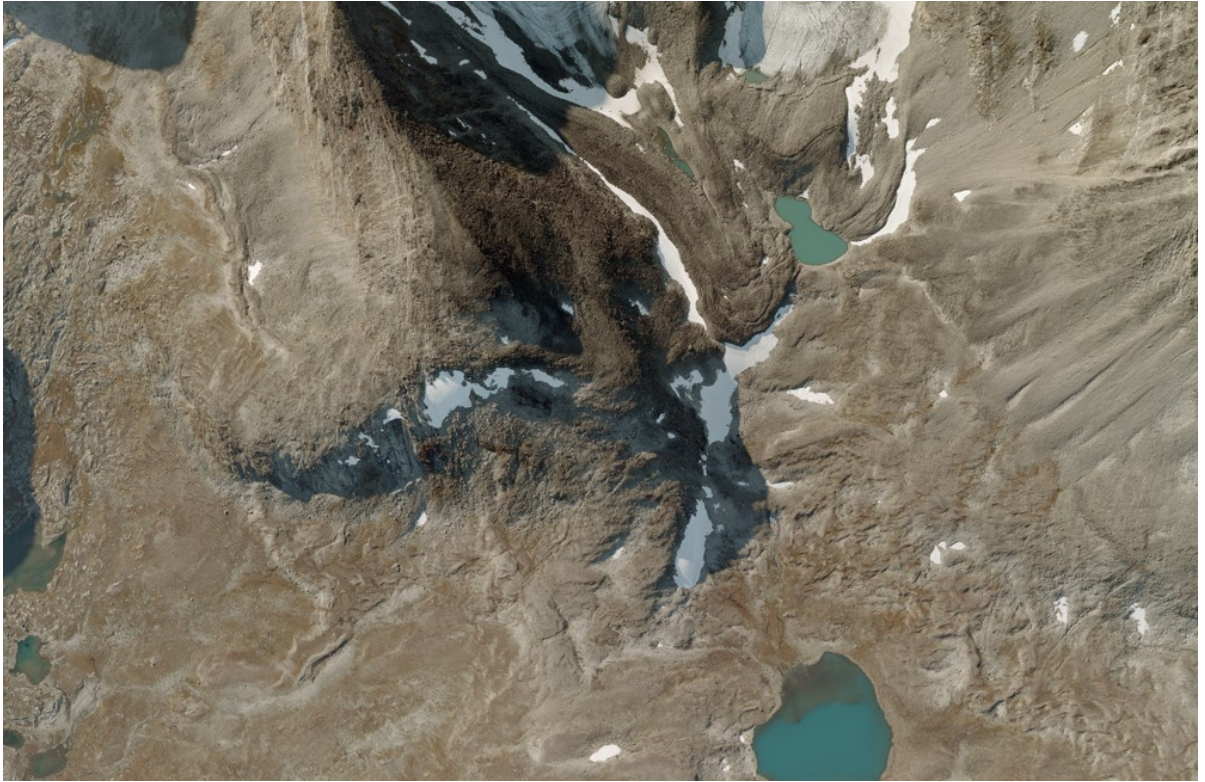
Vedlegg 6: Flybilde fra 1961 over Kleineggja-lokaliteten. Stripe G, bilde nr 6.



Vedlegg 7: Flybilde fra 2008 over Kleinegga-lokaliteten. Stripe 3, bilde nr 80.



Vedlegg 8: Flybilde fra 2008 over Kleinegga-lokaliteten. Stripe 3, bilde nr 81.



Vedlegg 9: Flybilde fra 2008 over Kleinegga-lokaliteten. Stripe 3, bilde nr 82.



Vedlegg 10: Flybilde fra 2008 over Kleinegga-lokaliteten. Stripe 3, bilde nr 83.

Orienteringsparametere

Absoluttorienteringsparametre:

Photo-T Parameters and Results for Project Test_u_N

PhotoT Triangulation Options

Adjustment Mode : Absolute
Precision Computation : Disabled
Error Detection : Disabled
Camera Calibration : Disabled
Self-Calibration : Disabled
Given EO/GPS : Disabled
Antenna Offsets : Disabled
GPS Shift/Drift Correction : Disabled
INS Shift/Drift Correction : Disabled

Parameters

	Parameter	X/Omega	Y/Phi	Z/Kappa	XY
	RMS Control	0.067	0.081	0.058	0.075
	RMS Check	0.000	0.000	25.030	0.000
	RMS Limits	0.100	0.100	0.100	
	Max Ground Residual	0.203	0.296	0.193	
	Residual Limits	0.100	0.100	0.100	
	Mean Std Dev Object				
	RMS Photo Position				
	RMS Photo Attitude				
	Mean Std Dev Photo Position				
	Mean Std Dev Photo Attitude				

Key Statistics

Sigma: 6.0 um
Number of iterations: 3
Degrees of Freedom: 260

Solution outside of residual tolerance.

Current Count

Control Points Used: 33
Check Points Used: 1
Photos Used: 8
Photos Not Used: 0
Image Points Used: 271

Cameras used: (2).

Camera Id	Lens	Distortion
15Ag163		On
UltraCamX		Off

Project Settings

Linear Units: Meters
Angular Units: Grads

Atm Refraction: On
Earth Curvature: On

Exterior Orientation

Strip	Id	Photo	Id	X	Y	Z	Omega	Phi	Kappa	Status
	03	0080	458614.293	6916717.107	4060.616	0.620	0.324	113.157		Used
	03	0081	459184.244	6916839.462	4062.260	0.651	0.276	113.381		Used
	03	0082	459796.098	6916967.554	4063.351	0.677	0.323	112.847		Used
	03	0083	460443.906	6917085.011	4065.952	0.740	0.289	110.666		Used
	G	5	457305.184	6915476.248	4198.955	0.573	0.806	4.261		Used
	G	6	457239.906	6917432.625	4221.915	2.360	1.245	2.922		Used
	H	1	460333.782	6915291.067	4197.098	1.404	0.732	0.166		Used
	H	2	460371.988	6917098.579	4203.426	-0.344	0.785	0.989		Used